

Antoni NOWAKOWSKI

WULKANITY PERMSKIE GÓR SUCHYCH W NIECCE ŚRÓDSUDECKIEJ

SPIS TRESCI

Uwagi wstępne	300
Pozycja geologiczna wulkanitów w formacji czerwonego spągowca	302
Podział stratygraficzny kompleksu eruptywnego	303
Przejawy wulkanizmu w młodszym poziomie piaskowca budowlanego	306
Erupcje I cyklu wulkanicznego	303
Erupcje II cyklu wulkanicznego	336
Erupcje III cyklu wulkanicznego	355
Charakterystyka optyczna i morfologiczna skaleni	359
Wtórne przeobrażenia wulkanitów	376
Chemizm i klasyfikacja wulkanitów	381
Ewolucja magmy wulkanitów	388
Porównanie wulkanitów Gór Suchych z wulkanitami krakowskimi i obszaru Saar-Nahe	392
Zestawienie wyników	395
Literatura	397
Summary	400

Streszczenie

Opracowano petrograficznie i chemicznie wulkanity środkowego czerwonego spągowca, występujące w pasmie Gór Suchych na południe od Wałbrzycha. Wśród tych skał znanych w literaturze geologicznej pod nazwami melafirów, ortofirów, porfiryków i porfirów wyróżniono trachybazalty, lity, ryolity oraz tufogeniczne skały ryolitowe, reprezentowane przez tufy i ignimbryty. Erupcje lawowe dostarczyły w trzech kolejnych cyklach wulkanicznych dwie zasadnicze odmiany skalne: trachybazalty oraz ryolity lub tufy ryolitowe o podobnym charakterze petrochemicznym. Wylewom trachybazaltów towarzyszyły w drugim cyklu wulkanicznym potężne efuzje magm lity. Plagioklasy wulkanitów charakteryzują się pośrednią optyką między wysoko- i niskotemperaturową. Podobne własności optyczne wykazują skalenie

alkaliczne z wyjątkiem anortoklazów z lity, którym właściwa jest optyka wysokotemperaturowa. Trachybazalty i lity uległy silnym przemianom autohydrotermalnym, polegającym na albityzacji zasadowych plagioklazów oraz chlorytyzacji i riebeckityzacji piroksenów i oliwinów. Wtórne albity odznaczają się specyficznymi własnościami optycznymi, a mianowicie ujemnym a rzadziej słabo dodatnim znakiem optycznym oraz pośrednią optyką między wysoko- i niskotemperaturową z przejściem do niskotemperaturowej. Trachybazalty Gór Suchych wykazują wiele analogii petrochemicznych z permskimi melafirami i diabazami regionu krakowskiego oraz z toleitami obszaru Saar-Nahe. W pracy zacytowano z publikacji 52 analizy chemiczne wulkanitów Gór Suchych, uzupełniając je nowymi 11 analizami chemicznymi oraz 53 analizami planimetrycznymi.

UWAGI WSTĘPNE

Cykl magmowy orogenezy waryscyjskiej zakończył się w centralnym obszarze Sudetów potężnym wulkanizmem kontynentalnym, czynnym głównie w górnym karbonie i dolnym permie.

Szczególną aktywnością odznaczył się efuzywno-eksplozywny wulkanizm czerwonego spągowca w niecce śródsudeckiej, gdzie różnorodne skały wulkaniczne tego wieku tworzą cały zespół pasm górskich o łącznej powierzchni ponad 250 km². Analogiczne wiekowo zjawiska wulkaniczne wystąpiły również z dużą siłą na obszarze Gór Kaczawskich (niecka północnosudecka) oraz w obniżeniu północnoczeskim, graniczącym od południa z blokiem Karkonoszy.

Ostatnio okazało się, że zasięg wulkanizmu permskiego w Sudetach był jeszcze większy. Wulkanity czerwonego spągowca kryją się bowiem na obszarze monokliny przedsudeckiej na północ od Gór Kaczawskich. Grube serie tych utworów zgłębiono tam niedawno otworami poszukiwawczymi w rejonie Kożuchowa na południe od Zielonej Góry (Wyżykowski 1963).

Cała ta późnowaryscyjska formacja wulkaniczna Sudetów należy pod względem paleogeograficznym do środkowoeuropejskiej prowincji subsekwentnego wulkanizmu permokarbońskiego, rozwiniętego zwłaszcza w średniogórzu niemieckim. Podobnie jak w Sudetach, głównymi ośrodkami erupcyjnymi stały się tam rozległe depresje śródgórskie oraz strefy siodłowe. Zjawiska te towarzyszyły deformacjom tektonicznym faz diastrofizmu waryscyjskiego. Zwłaszcza w karbonie przejawiały się one silnie w formie kwaśnych intruzji współczesnych ruchom asturyjskim. Erupcje i eksplozje powierzchniowe w czerwonym spągowcu były natomiast związane z wgłębnymi deformacjami tektonicznymi w dobie poasturyjskiej.

W depresji śródsudeckiej wulkanity permskie są głównym elementem grzbietotwórczym łańcucha Gór Kamiennych (tabl. I), ukształtowanego w formie dwu pasm górskich o ostro zarysowanej linii grzbietowej, rozdzielonych obniżeniem w okolicy Kamiennej Góry. Stąd odgałęzia się na południo-wschód aż po Nową Rudę ponad 50-kilometrowe pasmo Gór Suchych, a w kierunku południowym krótszy i niższy grzbiet Gór Kruczych, równoległy do zachodniego brzegu niecki śródsudeckiej.

Od północy pasmo Gór Suchych sąsiaduje poprzez obniżenie Rybnicy Leśnej i dolinę Ścinawki z kopułowatymi szczytami Gór Wałbrzyskich, wznoszącymi się w wałbrzyskiej niecce węglowej. W budowie geologicznej tej grupy górskiej z kulminacją masywu Chełmca

(850 m n.p.m.) na zachodzie biorą udział również potężne masy skał wulkanicznych, przeważnie górnokarbońskich, łączących się na południo-wschodzie z wulkanitami czerwonego spągowca (Krawczyńska-Grocholska & Grocholski 1958, Grocholski 1960).

Kompleks eruptywny czerwonego spągowca jest rozwinięty najpełniej we wschodnim odgałęzieniu łańcucha Gór Kamiennych, tj. w obrębie pasma Gór Suchych. Na tym obszarze, a zwłaszcza w środkowym i wschodnim jego odcinku seria skał wulkanicznych, osiągająca w niektórych przekrojach ponad 700 m sumarycznej miąższości, jest zarazem najsilniej zróżnicowana pod względem petrograficznym. Z tych względów ta część omawianej grupy górskiej była najbardziej predystynowana do studiów petrograficznych, podjętych przeze mnie w 1956 r.

Petrografia wulkanitów Gór Kamiennych jest dotychczas mało poznana. Przeważająca część tych skał nie była bowiem nigdy przedmiotem szczegółowych studiów petrograficznych w szerszej skali. Do tej pory znajomość ich opiera się przeważnie na pobieżnych opisach mikroskopowych badaczy niemieckich G. Berga (1907, 1913, 1926, 1938), E. Dathego (1904), E. Dathego, E. Zimmermanna i G. Berga (1910), zamieszczonych w objaśnieniach do zdjęć geologicznych omawianego obszaru. Spostrzeżenia te poczynione przed z górą 50 laty jak również nieliczne opracowania specjalne tych skał G. Berga (1907), L. Milcha i G. Alaschewskiego (1925) wymagają obecnie wielu uzupełnień oraz konfrontacji ze współczesnym stanem wiedzy.

Z prac wymienionych badaczy nie zawsze można się zorientować w rzeczywistej zmienności petrograficznej scharakteryzowanego przez nich mikroskopowo, a nierzadko i chemicznie materiału skalnego. Zasadniczym źródłem tych trudności jest nieściśła i zupełnie nieprzejrzysta nomenklatura skał, jaką posługiwali się oni w megaskopowej klasyfikacji polowej. Niezależnie od tego używali oni niektórych nazw specjalnych (np. weiselbergit) w sensie zupełnie sprzecznym z podaną przez nich charakterystyką mikroskopowo-chemiczną tak nazwanej skały. Takie nieściśłości a także wprowadzenie do ówczesnych nazw skał pewnych dowolnych modyfikacji, jak np. „melafir keratofirowy”, zacierają w znacznym stopniu wyrazistość obrazu petrograficznego opisanych przez nich skał. Mimo tych czy innych braków cytowane publikacje niemieckie zawierają wiele cennych danych, zwłaszcza o chemizmie wulkanitów, i stanowią jeszcze dzisiaj cenny

materiał źródłowy do studiów wulkanizmu permskiego na obszarze depresji śródsudeckiej.

Wśród wulkanitów Gór Kamiennych geologowie niemieccy (*op. cit.*) wyróżnili szereg odmian skał nazwanych przez nich: melafirami, melafirami keratofirowymi(!?), porfirydami, ortofirami, porfirami felzytowymi, kwarcowymi i granitowymi, przy czym melafiry według nich mają reprezentować pośrednie ogniwa między weiselbergitami, trachydolerytami a malafirami alkalicznymi(?), natomiast ortofiry odpowiadają swym chemizmem trachitom (Berg 1907, 1926). Taki stan znajomości omawianych wulkanitów utrzymał się — wobec niedostatku nowszych opracowań — aż do chwili obecnej.

Jedynie we wschodniej części Gór Suchych uzupełnione zostały częściowo wiadomości petrograficzne o tzw. melafirach i porfirach występujących w Łomnicy, Głuszycy, Świerkach, Dworkach, Krajanowie oraz w Mieroszowie, położonym w środkowej partii wspomnianej strefy górskiej. Ważniejsze odsłonięcia tych skał opracowali: A. Głowacki (fide Dokumentacja Geol. S. Kozłowskiego 1956), H. Dziedzicowa (1956—1958), M. Nozanka (1958a, b) oraz autor (Nowakowski 1957, 1959). Wymienieni petrografowie dowiedli, że melafiry i porfiry tego rejonu należą w rzeczywistości do bardziej zróżnicowanych odmian skał, wśród których rozpoznali bazalty, ryobazalty, trachybazalty, natomiast porfiry okazały się ryolitami alkalicznymi lub ich odpowiednikami piroklastycznymi.

Dla pozostałego obszaru Gór Suchych brak dotychczas nowszych opracowań petrograficznych z wyjątkiem partii północno-zachodniej, gdzie udokumentowane zostały dwa złoża melafirów w Grzędach i Borównie (*fide* Dokumentacja Geol. Gucwa 1960 i Mężyk 1960). Oznaczenia mikroskopowe wraz z analizami chemicznymi odsłoniętych tam skał wykonał zespół pracowników Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

Prawie wszystkie opracowania petrograficzne wymienionych autorów polskich były ściśle związane ze szczegółowymi badaniami geologicznymi omawianej formacji wulkanicznej, wykonanymi przez S. Kozłowskiego (1958b, 1963) i K. Dziedzicę (1958) we wschodniej części Gór Suchych. Prace geologiczne tych autorów podają zupełnie nowy podział stratygraficzny wulkanitów na tym obszarze, różniący się znacznie od dotychczasowych koncepcji geologów niemieckich.

Schemat stratygraficzny S. Kozłowskiego stanowi podstawę do przedstawionych w pracy niniejszej rozważań nad petrograficzną ewolucją kompleksu eruptywnego w Górach Su-

chych. Dla pozostałego obszaru, tj. środkowej i północno-zachodniej partii tych gór wykorzystałem dawne materiały i mapy geologiczne badaczy niemieckich w skali 1 : 25 000 (Berg 1921, 1940, Berg, Dathe, Zimmermann 1910), starając się skorelować je z nowym, o wiele dokładniejszym zdjęciem geologicznym S. Kozłowskiego (1958b, 1963).

Podjęte przeze mnie badania petrograficzne wulkanitów w Górach Suchych zmierzały przede wszystkim do ustalenia możliwie wszystkich reprezentowanych wśród nich odmian skał oraz powiązania ich zmienności z czasową sekwencją erupcji w środkowej części czerwonego spągowca. Miały one również na celu wyjaśnienie natury głębokich przeobrażeń metasomatycznych, jakim podlegały te lawy w końcowym etapie swego rozwoju.

Zbadane skały zostały zebrane z licznych kamieniołomów i odsłoneń naturalnych podczas sezonów letnich 1956—1961. Stosunkowo najpełniej udało się opróbować tzw. melafiry, które są eksploatowane na tłuczeń drogowy w licznych kamieniołomach, a poza tym odsłonięte w wielu łomach gospodarskich i skałkach. O wiele trudniejsze było skompletowanie dostatecznie świeżych próbek z potężnej pokrywy skał ryolitowych, wykształconych prawie w całym pasmie suchogórskim. Utwory te porośnięte lasami są dostępne jedynie we wcięciach dróg, rzadziej w małych kamieniołomach lub potężnych blokach osuniętych do dolin ze stromych grzbietów górskich. Zła jakość techniczna tych skał sprawia, że nie stanowią one obiektu eksploatacji przemysłowej. Kilka próbek wulkanitów z okolic Tłumaczowa i Śonowa w CSRS zawdzięczam S. Kozłowskiemu.

W sumie zebrałem prawie 300 próbek, z których wykonano około 400 szlifów mikroskopowych oraz preparatów do różnego rodzaju specjalnych oznaczeń optycznych.

Lokalizacja zbadanych odsłoneń jest przedstawiona na 5 oddzielnych mapach (tabl. II, fig. 3, 4, 11 i 16), a ogólna sytuacja badanego obszaru na mapce zbiorczej (tabl. I). Mapki te są kartograficznie opracowane ściśle według zdjęć G. Berga, E. Dathego, W. Petraschcka, E. Zimmermanna i S. Kozłowskiego. Natomiast wprowadzone nazwy skał zostały przez autora zmienione na podstawie własnych oznaczeń petrograficznych. Numerację zbadanych odsłoneń uporządkowano od północo-zachodu na południo-wschód.

W pracy niniejszej przyjęto nomenklaturę petrograficzną skał magmowych stosowaną przez K. Smulikowskiego (1934), bez tradycyjnego w geologii, lecz petrograficznie nieściślego odróżniania nazwami odrębnymi starych

i młodych law wulkanicznych. W razie potrzeby szczególnego zaakcentowania wieku paleozoicznego law można opatrzyć nazwą przedrostkiem paleo (np. paleoryolit zamiast porfir kwarcowy, paleoandezyt zamiast porfiryt, paleobazalt zamiast melafir itd.). Wszystkie melafiry autorów niemieckich okazały się trachybazaltami, melafiry keratofirowe — litytami augitowymi, a ortofiry i porfiryty — zalbityzowanymi litytami anortoklazowymi. Natomiast porfiry kwarcowe są w rzeczywistości ryolitami i tufami ryolitowymi.

Skały badałem metodami mikroskopowo-optycznymi, uzupełniając je w miarę potrzeby analizami chemicznymi. Poza pełnymi analizami chemicznymi skał wykonana była przede mną i opublikowana w 1959 r. analiza chemiczna wyseparowanego skalenia alkalicznego z ryolitów występujących w Łomnicy.

W badaniach optycznych posługiwałem się stolikiem uniwersalnym, wykorzystując najnowsze osiągnięcia w dziedzinie optyki poszczególnych grup mineralnych: plagioklasy — C. Burriego (1956a, b), Van der Kaadena (*vide* Tröger 1959), S. Schwarzmanna (1956), A. N. Zawarickiego i współaut. (1958), G. Gottardiego (1961) i A. S. Marfunina (1962); pirokseony — H. U. Bambauera (1959), M. Paliwcowej i F. Fediuka (1961); węglany — Ch. Gilberta, F. J. Turnera (1949). Większość pomiarów kątów osi optycznych wykonałem metodą konoskopową z dokładnością $\pm 1^\circ$ (w ziarnach mineralnych powyżej 0,6 mm średnicy). Ponadto przeprowadziłem metodą imersyjną szereg oznaczeń współczynników załamania światła w skaleniach alkalicznych i palagonitach za po-

mocą mikrorefraktometru Leitz, sprzężonego ze stolikiem uniwersalnym, a ilościowe oznaczenia składu mineralnego w skałach na integratorze Shanda produkcji Leitz.

Niniejsze studium wulkanitów Gór Suchych wykonałem pod naukowym kierownictwem prof. dr K. Smulikowskiego w ramach planowych prac badawczych Katedry Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego, a w latach 1956—1961 również Zakładu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk w Warszawie.

Kończąc te uwagi wstępne pragnę wyrazić swą głęboką wdzięczność prof. dr K. Smulikowskiemu za powierzenie mi do opracowania tak interesującego tematu, zapoznanie mnie z problematyką wulkanizmu w terenie, troskliwą opieką podczas wykonywania pracy oraz za cenne uwagi i wskazówki podczas redakcji rękopisu.

Serdeczne podziękowania jestem winien recenzentom niniejszej pracy prof. dr M. Turnau-Morawskiej i prof. dr M. Kamińskiemu za wiele cennych uwag krytycznych uwzględnionych w ostatecznej redakcji rękopisu.

Bardzo serdecznie dziękuję również dr H. Pendasowi za pomoc w wykonaniu analiz chemicznych. Szczególnie serdeczne podziękowania pragnę złożyć dr inż. S. Kozłowskiemu za bardzo cenne dla mnie konsultacje w wielu zagadnieniach geologicznych dotyczących wulkanitów oraz za ofiarowanie mi próbek skał z rejonu Tłumaczowa i pobliskiego Śonova w Czechosłowacji, dzięki którym mogłem chociaż częściowo uzupełnić charakterystykę petrograficzną najmłodszego ogniwa kompleksu eruptywnego w niecce śródsudeckiej.

POZYCJA GEOLOGICZNA WULKANITÓW W FORMACJI CZERWONEGO SPĄGOWCA

Utwory wulkaniczne Gór Suchych zaliczają dotychczasowi badacze do środkowego (Dathe 1904, Dathe, Zimmermann & Berg 1910, Berg 1913, Dziedzic 1959, Kozłowski 1963) albo do dolnego czerwonego spągowca (Berg 1926, 1938).

W trójczęściowym podziale dolnego permu proponowanym przez Dathego i Berga najniższą część tej formacji tworzą warstwy kuzelskie a środkową lebachskie. Według Berga wulkanity wraz z przewarstwieniami skał osadowych odpowiadają dolnej części warstw lebachskich w środkowym czerwonym spągowcu. W swych nowszych opracowaniach Berg (*op. cit.*) uznaje cały ten zespół skał za górne ogniwo dolnego permu, umieszczając je w swoim podziale ponad warstwami kuzelskimi.

Wulkanity wraz z towarzyszącymi im osadami ilasto-piaszczystymi określają wymienie-

ni autorzy ogólną nazwą piętra, profilu albo kompleksu eruptywnego (Berg 1913) („Eruptivstufe”, „Eruptivprofil”, „Eruptivkomplex”).

Ujemną stroną obu schematów stratygraficznych jest dość dowolnie przyjęta — z braku ściślejszych kryteriów — granica między warstwami kuzelskimi a lebachskimi, które w wielu szczegółach są do siebie podobne.

Bardziej konsekwentny podział dolnego permu w niecce śródsudeckiej zestawiał K. Dziedzic (1959), opierając się na analizie sedimentologicznej i stratygraficznej osadów detrytycznych tej formacji. Wykazał on, że utwory czerwonego spągowca należą do czterech cykliw sedimentacyjno-diastryficznych, związanych z ruchami tektonicznymi ówczesnych zbiorników sedimentacyjnych i otaczających je obszarów. W takim sedimentologicznym ujęciu stratygrafii kompleks eruptywny należy do trzeciego

cyklu sedymentacyjno-diastrficznego w środkowym czerwonym spągowcu. W spągu kompleksu erupcyjnego występuje poziom piaskowca budowlanego, a strop jego tworzą drobnoziarniste łupki walchiowe. W poprzednich schematach poziom piaskowca budowlanego odpowiadał najwyższej części warstw kuzelskich w dolnym czerwonym spągowcu.

Poziom piaskowca budowlanego stanowi serię przewarstwiających się wzajemnie osadów detrytycznych, rozwiniętych w postaci gruboławicowych i zmiennie uziarnionych piaskowców, zlepieńców i mułowców ilasto-piaszczystych. W wyższych partiach, bliżej pokryw lawowych dominują łupki ilaste oraz cienkie pokłady wapieni słodkowodnych. Według moich obserwacji niektóre z tych skał we wschodniej części Gór Suchych wykazują charakter wybitnie tufitowy.

Analiza facjalna omawianych utworów prze-

konała K. Dziedzica (1961) o przeważnie wodnym środowisku ich sedymentacji w warunkach klimatu pustyniowego, przy czym w rejonie noworudzkiem istnieje duże prawdopodobieństwo bezpośrednich wylewów magm do ówczesnego zbiornika sedymentacyjnego (Dziedzic 1958).

Obszar akumulacji osadów terrygenicznych rozdzielały w starszym czerwonym spągowcu wąskie strefy wypiętrzeń, tworząc kilka zbiorników sedymentacyjnych (Dziedzic 1961), przedstawionych na tablicy I. Czynnny w zasięgu tych elementów paleomorfologicznych wulkanizm wykazuje pewną zależność między ich budową a chemizmem wydobywających się magm, na co już zwrócił uwagę S. Kozłowski (1963): depresje były głównymi ośrodkami erupcji trachybazaltów i latytów, natomiast eksplozje i wylewy magm ryolitowych rozwiąły się w zasięgu wypiętrzeń.

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY KOMPLEKSU ERUPTYWNEGO

Geologowie niemieccy kompleks erupcyjny podzielili na dwa zasadnicze ogniwa stratygraficzne rozwinięte prawie w całym pasmie Gór Suchych (Berg 1907, 1938, Dathe 1904, Dathe, Zimmermann, Berg 1910).

W dolnym ogniwie, ograniczonym od góry nieciągłym pokładem tufu porfirowego, przeważają pokrywy melafirów uzupełnione w rejonie Sokołowska i Unisława Śląskiego wylewami ortofirów przechodzących w porfiryty. Jedynie podrzędnie przejawiały się w tym poziomie kwaśne erupcje powierzchniowe. Tworzą one niewielkie pokrywy porfirów kwarcowych w najwyższej części Gór Suchych, między melafirami Łomnicy (Dathe 1904).

W górnym ogniwie występują wyłącznie potężne pokrywy porfirów kwarcowych w odmianach żuźłowatych i masywnych, stanowiąc powierzchniowo ponad połowę wszystkich utworów wulkanicznych czerwonego spągowca w niecce śródsudeckiej.

Pierwsze wylewy melafirów przejawiały się w poziomie warstw kuzelskich w formie niewielkich żył lub może cienkich pokryw, znanych z okolicy Czarnego Boru, Starego Lesieńca, Unisława i Sokołowska. Dopiero w następnym, głównym etapie rozwoju wulkanizmu ekstrudowały potężne masy melafirów i ortofirów, w skali już później niepowtarzalnej. Wśród tych pokryw wyróżniał E. Dathe (*op. cit.*) wylewy starsze i młodsze. Uważał on melafiry, tworzące niższą część wzgórza Ostoja w Łomnicy, za starsze od wyżej leżącej pokrywy melafirowej, oddzielonej od tamtej pokładem

porfiru kwarcowego. E. Dathe analogicznie interpretował następstwo melafirów na wzgórzu Głowy w okolicy Dworek, wyróżniając dwa odrębne poziomy tych skał.

W południowo-wschodniej części niecki śródsudeckiej znany był również autorom niemieckim młodszy od kompleksu erupcyjnego zespół melafirów i tufów porfirowych, rozwinięty w dolnej części warstw lebachskich (Berg 1913, Petrascheck 1933). Utwory te prawie całkowicie znajdują się na terenie Czechosłowacji (Šonov, Broumov), a w Polsce są dostępne tylko niektóre ich partie krańcowe w okolicy wsi Rudawa na zachód od Nowej Rudy (tabl. I).

W ostatnich latach okazało się, że budowa geologiczna wschodniej części Gór Suchych jest o wiele bardziej złożona niż przypuszczano dawniej. S. Kozłowski (1958b, 1963) i K. Dziedzic (1958) wykazali, że utwory wulkaniczne między Głuszcą Górną a Nową Rudą tworzą trzy powtarzające się na przemian zespoły trachybazaltów i ryolitów, które nazwali cyklami wulkanicznymi. Każdy cykl rozpoczynał się erupcją trachybazaltów, po której następował wylew lub eksplozja lawy kwaśnej. Stwierdzili oni również, że poszczególne wylewy wulkaniczne są od siebie oddzielone nie znanymi poprzednio lub błędnie przez Dathego (1904) interpretowanymi cienkimi pokładami łupków ilastych. Analiza kontaktów tych utworów z wulkanitami dała podstawę S. Kozłowskiemu do zestawienia szczegółowego podziału stratygraficznego wulkanitów na omawianym obszarze. Pierwsze dwa cykle wulkaniczne są roz-

winięte w rejonie Głuszycy i Świerków, trzeci zaś reprezentują wulkanity Sonova i Broumova w Czechosłowacji (tab. 1).

W związku z nowym podziałem stratygraficznym kompleksu eruptywnego we wschodniej części Gór Suchych nasuwa się bardzo istotne zagadnienie modyfikacji dotychczasowego niemieckiego podziału wulkanitów w środkowej (fig. 3) i północno-zachodniej części tego pasma (fig. 11). Obszar ten znajduje się w zasięgu trzech arkuszy zdjęcia geologicznego w skali 1 : 25 000, a mianowicie: arkusz Mieroszów — G. Berga, E. Dathego i E. Zimmermanna (1910) oraz G. Berga (1921, 1940) — arkusze Wałbrzych i Kamienna Góra.

Według S. Kozłowskiego (1958b, 1963) najbardziej północne pasmo trachybazaltów Rybnicy Leśnej (tabl. II), między Bukowcem a Gómólnikiem Małym, należy wraz z trachybazaltami Łomnicy (fig. 3) do pierwszego cyklu wulkanicznego. Ich dalszym odpowiednikiem są trachybazalty Grzędów, Borówna i Kamiennej Góry (fig. 11).

Trachybazalty Rybnicy Leśnej od podobnych skał młodszych okolicy Radosnej odgranicza seria łupków ilastych, zaliczonych przez S. Kozłowskiego do drugiego cyklu wulkanicznego. Ich zasięg kończy się u wschodnich zboczy Waligóry. Stąd dalej na zachód, a na północ od Kowalowej ciągną się potężne pokrywy zalbityzowanych litytów anortoklazowych, sięgając aż po okolice Starego Lesieńca. Wulkanity te powinny być współczesne trachybazaltom Radosnej, ponieważ między nimi i trachybazaltami rybnickimi występuje także gruba przeważnie seria łupków ilastych i piaskowców czerwonego spągowca (najwyższy poziom warstw kuzelskich autorów niemieckich).

Do tego samego cyklu należy również odnieść lityty augitowe, występujące na północ-zachód od Sokołowska oraz na zachód od Unisławia Śląskiego, co sugerował już S. Kozłowski (1958b).

Skały te tworzą kilka przeważnie niewielkich pokryw między zalbityzowanymi litytami anortoklazowymi masywów Stożka Wielkiego, Małego i Wielkiego Dzikowca, Brzozówki oraz Sokółki.

Według G. Berga (1926) skały te w profilu eruptywnym przekładają się kilkakrotnie z zalbityzowanymi litytami anortoklazowymi (tabl. II), przy czym niekiedy przewarstwia je tylko pokład tufowy lub seria osadów ilasto-piaszczystych.

Autor ten podaje, że pokrywy litytów augitowych i zalbityzowanych litytów anortoklazowych

wych oddzielają cienkie warstwy łupków ilastych, występujących na zachodnim i południowo-zachodnim zboczu Dzikowca Małego oraz na południowym zboczu Sokółki. Nie wyklucza on ponadto obecności przewarstwień osadowych na granicy pokryw Dzikowca Wielkiego i Brzozówki. Zasięg omawianych litytów augitowych kończy się prawdopodobnie na północ od Dzikowca Małego, gdzie powinny one łączyć się z pokrywami trachybazaltów pierwszego cyklu wulkanicznego. Obecnie jednak trudno postawić między nimi dokładną granicę ze względu na znaczne zakrycie terenu oraz brak odsłoneń ze świeżymi skałami.

Nad zalbityzowanymi litytami anortoklazowymi i litytami augitowymi leży potężna pokrywa tufów i ignimbrytów ryolitowych drugiego cyklu, ciągnąca się ze wschodniej części Gór Suchych aż po okolice Grzędów i Borówna na północ-zachodzie (tabl. I).

W budowie geologicznej północno-zachodniej części pasma Gór Suchych udział wulkanitów wyraźnie się zmniejsza, a mianowicie ogranicza się on tylko do trachybazaltów pierwszego cyklu oraz do zanikających w okolicy Grzęd i Borówna kwaśnych utworów drugiego cyklu wulkanicznego.

Szczegółowy podział stratygraficzny piętra eruptywnego na obszarze Gór Suchych zestawiono w tabeli 1. Piętro eruptywne podzielono na trzy części odpowiadające wschodniemu, środkowemu i północno-zachodniemu odcinkowi tego pasma, z których każdy został przedstawiony na oddzielnej mapce (tabl. II, fig. 3, 4, 11 i 16). Przyjęty za wzorcowy schemat podziału wulkanitów S. Kozłowskiego dla wschodniej części Gór Suchych skorelowano z poziomami wulkanicznymi na pozostałym obszarze, opierając się na poglądach autorów dawniejszych, a częściowo również i na spostrzeżeniach własnych. Zmodyfikowano tu nieco pozycję stratygraficzną niewielkiego poziomu wulkanicznego trachybazaltów augitowo-oliwinowych, ciągnącego się wąskim pasem między Unisławiem Śląskim, Starym Lesieńcem a Czarnym Borem (tabl. II, fig. 11). Utwory te zaliczone przez S. Kozłowskiego (1963) do górnej części piaskowca budowlanego uznano razem z petrograficznie identycznymi wulkanitami z Czarnego Boru i Sokołowska za najstarsze ogniwo kompleksu eruptywnego, gdyż wykazują one wiele analogii z trachybazaltami pierwszego cyklu wulkanicznego.

W tekście podano charakterystykę petrograficzną wulkanitów według ich następstwa stratygraficznego w kompleksie eruptywnym od utworów najstarszych do najmłodszych.

Tabela 1

Podział stratygraficzny kompleksu eruptywnego na obszarze Gór Suchych (kompilacja schematów stratygraficznych K. Dziedzica, S. Kozłowskiego oraz G. Berga, E. Dathego i E. Zimmermanna)
 Stratigraphy of the eruptive complex in Suche Mts. region (compilation of the stratigraphic schemes of K. Dziedzic, S. Kozłowski, G. Berg, E. Dathe and E. Zimmermann)

Górny czerwony spągowiec Upper Rotliegendes	Cykle wulkaniczne Volcanic cycles	Część północno-zachodnia North-western part fig. 11	Część środkowa Middle part tabl. II	Część wschodnia Eastern part fig. 3, 4, 16
łupki walcchiowe walcchia shales	III	—	—	tufy ryolitowe: Šonov, Rudawa rhyolitic tuffs łupki ilaste i piaskowce argillaceous shales and sandstones trachybazalty: Šonov, Rudawa, trachybasalts Třumaczów, Gajów łupki ilaste i piaskowce argillaceous shales and sandstones
The Middle Rotliegendes Środkowy czerwony spągowiec	II	tufy ryolitowe i ignimbryty rhyolitic tuffs and ignimbrites	tufy ryolitowe i ignimbryty: rhyolitic tuffs and ignimbrites Sokolowsko, Kowalowa, Unistaw Śl. łupki ilaste argillaceous shales latyty anortoklazowe i augitowe: anorthoclase and augite latites Sokolowsko, Kowalowa, Unistaw Śl. trachybazalty: Radosna trachybasalts	tufy ryolitowe i ignimbryty: rhyolitic tuffs and ignimbrites Głuszyca, Bartnica, Świerki, Dworcki łupki ilaste argillaceous shales trachybazalty: Głuszyca Górna, trachybasalts Dworcki, Krajanów
Dolny czerwony spągowiec Lower Rotliegendes	I	łupki ilaste i piaskowce argillaceous shales trachybazalty: Grzędy, Borówno, trachybasalts Kamienna Góra łupki ilaste i piaskowce argillaceous shales and sandstones trachybazalty: Czarny Bór trachybasalts	— łupki ilaste argillaceous shales trachybazalty: Rybnica Leśna trachybasalts łupki ilaste i piaskowce argillaceous shales and sandstones trachybazalty: Stary Lesieniec, trachybasalts Unistaw Śl. Sokolowsko	ryolity: Łomnica rhyolites łupki ilaste argillaceous shales trachybazalty: Łomnica, Świerki trachybasalts Krajanów, Tłumaczów —
piaskowiec budowlany building sandstone		łupki ilaste i piaskowce argillaceous shales and sandstones	łupki ilaste i piaskowce argillaceous shales and sandstones	tuffity: Łomnica, Świerki tuffites

Dolny czerwony spągowiec
Lower Rotliegendes

PRZEJAWY WULKANIZMU W MŁODSZYM POZIOMIE PIASKOWCA BUDOWLANEGO

Działalność wulkaniczna w czerwonym spągowcu rozwijała się w okresie sedimentacji osadów detrytycznych wyższego poziomu piaskowca budowlanego. W ówczesnym zbiorniku śródsudeckim odbywała się akumulacja przeważnie drobnoziarnistych i pelitowych osadów detrytycznych, przerywanych okresowym, a zarazem krótkotrwałym osadzaniem się wapieni słodkowodnych. Rozwijający się w tym czasie wulkanizm powierzchniowy nie miał istotnego wpływu na charakter tej sedimentacji, gdyż osady w spągu pokryw lawowych i między nimi, wykazują wiele wspólnych cech litologiczno-facjalnych (Dziedzic 1958, 1961).

Własności petrograficzne tych pozornie monotonnych skał są bardzo interesujące ze względu na obficie nagromadzony w nich materiał piroklastyczny świadczący, że już w okresie ich sedimentacji — jeszcze przed potężnymi erupcjami law powierzchniowych — czynny był dość silny wulkanizm eksplozywny.

Taki właśnie tuffitowy charakter wykazują skały odsłonięte w kamieniołomie trachybazaltu we wsi Łomnica (fig. 3, odsł. 53). Przedstawiają one serię drobnoziarnistych osadów klastycznych, o cechach łupków barwy brunatno-szarej, poprzedzielanych cienkimi pokładami

wapieni słodkowodnych. Skały te, silnie spiętrzone pod naciskiem lawy, są ułożone stromo ($160\text{ SW } 55^\circ$), wykazując w swym stropie wyraźne zmiany termiczne (Kozłowski 1958b). W bliskim sąsiedztwie trachybazaltu (fig. 1) występują drobnowarstwowe tuffity wapienne (na profilu warstwa I), ciemnoszare.

Głównym składnikiem tych skał jest popiół wulkaniczny przewarstwiony ciągłymi lub często wyklinowującymi się warstewkami wapiennymi. Obecne są tu również soczewkowate koncentracje gruboziarnistego sydereytu albo dolomitu ankerytowego. Popiół wulkaniczny tworzy bardzo drobnoziarnisty agregat kwaśnych plagioklazów (andezyn?) przetkany równoległe ułożonymi blaszkami jasnego łyszczyku, a czasem większymi płytkami biotyту.

W wyższych partiach tuffitu zanika materiał piroklastyczny, a pojawia się substancja krzemionkowa w postaci chalcedonu, cementująca fragmenty plagioklazowej skały wylewnej o strukturze hialoofitowej¹. Plagioklasy w tej

¹ Prefiks „hialo-” jest skrótem myślowym oznaczającym, że skała pierwotnie zawierała szkliwo. Szkliwa w sensie fizycznym w ogóle nie ma już dziś w wulkanitach permskich.

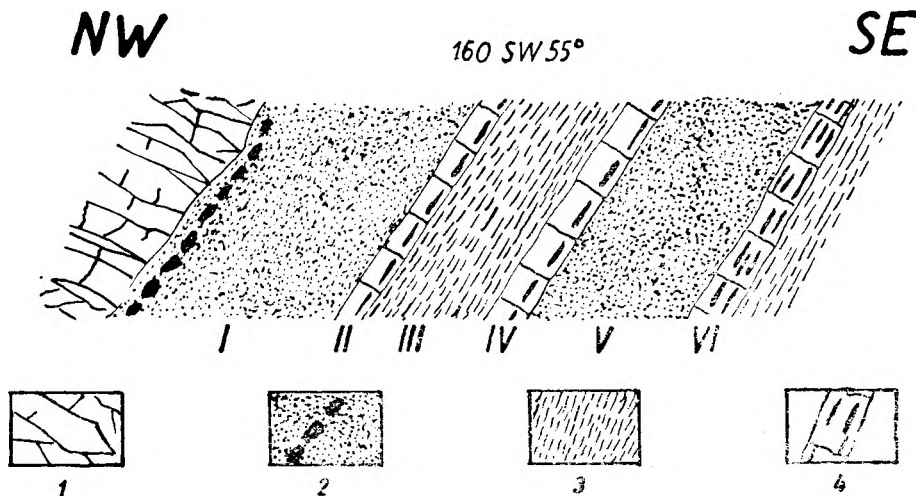


Fig. 1

Schematyczny profil kontaktu trachybazaltów z tuffitami w Łomnicy (fig. 3, odsł. 53)
 1 — trachybazalt, 2 — tuffity z otoczkami skał wylewnych, 3 — łupki ilasto-piaszczyste, 4 —
 wapień słodkowodny z wkładkami tufogenicznymi, I — VI — sygnatura warstw omówionych
 w tekście

Schematic cross-section of the trachybasalt contact with tuffites at Łomnica
 (Fig. 3, outr. 53)

1 — trachybasalt, 2 — tuffites with pebbles of volcanic rocks, 3 — arenaceous shales, 4 — fresh-
 water limestones with pyroclastic intercalations, I—VI — signature of beds described in the
 text

skale są przeważnie zalbityzowane $An_0 - An_2$ ², a pierwotny labrador An_{34} zachował się tylko w reliktach. Obfite szkliwo i ciemne składniki, niegdyś zapewne pirokseny i oliwin, są zastąpione drobnoluseczkowym agregatem zielonawożółtego seladonitu (?). Skała ta nie przypomina swą strukturą występujących wyżej trachybazaltów. Opisane tufity wapienne występują jeszcze raz w niższej części profilu (warstwa V) między pokładami wapieni. Materiał piroklastyczny składa się tu przeważnie z okruców (0,2—0,4 mm) zasadowego oligoklazau An_{27} z domieszką świeżego biotyty, magnetytu, muskowitu oraz sporadycznych ziarn granatu.

Nie udało się niestety stwierdzić składu mineralnego łupków piaszczysto-iłastych, oznaczonych w profilu cyfrą III, gdyż były one tak kruche, że nie można było wykonać z nich odpowiedniego preparatu do badań mikroskopowych.

Materiał piroklastyczny jest również nieodłącznym składnikiem wapieni słodkowodnych (warstwy II, IV, VI). W pierwszych dwóch pokładach grupuje się on w cienkich (2—5 mm) warstewkach, złożonych z listewek i ostrokrawędzistych ziarn oligoklazau oraz andezynu $An_{28} - An_{33} - An_{36}$ zamkniętych w popiołowej frakcji tych skaleni lub w drobnoziarnistym węglanie. Niektóre plagioklasy wykazują budowę pasową o normalnej zmienności składu: $An_{32} - An_{27} - An_{25}$. Biotyt i magnetyt występuje podrzędnie.

Najwięcej plagioklazau i biotyty wykazuje ostatni pokład wapienia (pl. I, fot. 1, 2), oznaczony w profilu cyfrą VI. W niektórych miejscach jest tak dużo skaleni, że węglany spełniają jedynie rolę spoiwa. Plagioklasy o składzie andezynu $An_{32} - An_{45}$ są doskonałej świeżości, przy czym wiele z nich występuje w nie naruszonych listewkach. To samo można powiedzieć o euhedralnych płytkach ciemnobrunatnego biotyty, zachowującego nierzadko swój pokrój sześcioboczny, jak również o izometrycznych kryształkach magnetytu. Wśród plagioklazów trafia się labrador o normalnej budowie pasowej $An_{60} - An_{44}$ i o parokrotnej niekiedy rekurencji pasów $An_{44} - An_{38} - An_{41} - An_{36}$. Popiołowa frakcja skaleniowa jest przeważnie rozproszona w wapiennym tle skalnym.

W zbadanych utworach piroklastycznych nie zauważono nigdzie kwarcu. Jego obecność można tylko podejrzewać we frakcji popiołowej,

której identyfikacja wymagałaby jednak dodatkowych badań specjalnych. Brak tego składnika wśród grubszych ziarn skaleni i biotyty, jak również wyraźnych u nich objawów obróbki mechanicznej podczas ewentualnego transportu wodnego może utwierdzać nas w przekonaniu, że materiał ten pochodzi z erupcji magm bezkwarcowych lub bardzo ubogich w ten minerał. Depozycja tego materiału w zbiorniku recepcyjnym musiała prawdopodobnie nastąpić wkrótce po eksplozji wulkanicznej i to w niezbyt dużej odległości od centrum erupcyjnego.

Strukturalnie podobne utwory tufitowe, lecz z kwaśniejszym plagioklazem i z biotytem są mi znane również z północnego kamieniołomu trachybazaltów w Świerkach (fig. 4, odsł. 78). Skały te występują tu bezpośrednio nad wulkanitami, tworzącymi w pewnym sensie intruzję w tym samym poziomie stratygraficznym, co wyżej wspomniane trachybazalty z Łomnicy. Lawa, wdzierając się w te osady podniosła je częściowo w górę (Kozłowski 1958b, 1963) i dlatego znalazły się one ponad skałami wylewnymi (fig. 6, 7). Niższe partie tufitów kryją się zatem pod trachybazaltami.

Tufitowe cechy ujawniają również osady detrytyczne występujące pod pokrywą trachybazaltów w kamieniołomie głuszyckim (fig. 3). W profilu środkowego czerwonego spągowca należą one do najniższego poziomu łupków ilastych w II cyklu wulkanicznym, a więc do osadów międzyerupcyjnych kompleksu erupcyjnego. Skały te o liściastej oddzielności składają się z licznych okruców kwarcu, oligoklazau An_{27} , andezynu An_{37} , albitu $An_0 - An_3$ oraz mniejszych ilości skalenia potasowego. Okrucy te są wybitnie ostrokrawędziste w formie klinów, sierpów itp. (0,05—0,25 mm). Z minerałów akcesorycznych występują tylko: apatyt i magnetyt. Oprócz elementów piroklastycznych w skałach tych spotyka się również częściowo zaokrąglone ziarna kwarcu oraz blaszki muskowitu. Obfite spoiwo tworzy brunatna substancja pelitowa, złożona z uwodnionych tlenków żelaza i minerałów ilastych.

Z powyższych faktów wynika, że w okresie sedymentacji wyższych serii piaskowca budowlanego we wschodniej części niecki śródsudeckiej musiał być już czynny dość silny wulkanizm, dostarczający różnych produktów piroklastycznych do zbiorników sedymentacyjnych. Stwierdzone również w tych osadach fragmenty plagioklazowych wulkanitów w Łomnicy i Głuszycy świadczą, że w tym okresie były niszczone nie znane nam bliżej starsze poziomy skał wulkanicznych (Kozłowski 1963).

² Skrót An z cyferką u dołu oznacza w całym tekście zawartość anortytu w % mol. w skaleniu o pośrednim stanie optyki między wysoko- i niskotemperaturowym.

ERUPCJE I CYKLU WULKANICZNEGO

TRACHYBAZALTY AUGITOWO-OLIWINOWE ZE STAREGO LESIEŃCA, UNISŁAWIA ŚLĄSKIEGO I SOKOŁOWSKA

Między Unisławiem Śląskim a Starym Lesieńcem ciągnie się wąski, miejscami podwójny pas trachybazaltów oddzielony od masywu Wielkiego i Małego Dzikowca czerwonymi łupkami ilastymi (tabl. II). Analogiczne wulkanity występują na zachodnim zboczu Stożka Małego koło Sokołowska oraz na południe od Czarnego Boru (fig. 11). Według geologów niemieckich tworzą one w Czarnym Borze cienkie pokrywy (Berg 1938, 1940), a w Unisławiu (Berg 1926) i Sokołowsku żyły pokładowe (Dathe 1910). Ta druga możliwość wydaje się jednak mniej prawdopodobna, gdyż w stropie tych skał widać często wyraźną budowę migdałowcową.

Megaskopowo trachybazalty w stanie świeżym są skałami czarnymi lub zielonawoczarnymi o drobnoziarnistej (ok. 0,2 mm) strukturze

afirowej. W zależności od nasilenia wtórnych przeobrażeń przybierają one odcienie brunatnawe aż do barwy szaroróżowej. Wulkanity te są dobrze odsłonięte w kilku kamieniołomach a także w licznych skałkach. Wszystkim tym zbadanym skałom właściwa jest struktura mikrofitowa (pl. II, fot. 2) lub intersertalna, a tekstura fluidalna, w wyższych partiach odsłonięć nierzadko migdałowcowa. W ich skład mineralny wchodzi: labrador, andezyn, augit, oliwin i skałki potasowe.

Czarne trachybazalty z dużego kamieniołomu w Starym Lesieńcu (tabl. II, odsł. 8) są bardzo świeże. Ich plagioklaz należy przeważnie do labradoru $An_{54} - An_{56} - An_{60}$, rzadziej do oligoklazu An_{25} . Niektóre listewki labradoru An_{56} obrasta zasadowy oligoklaz An_{28} , rzadziej andezyn An_{43} . Rekurencję pasów stwierdzono tylko w sporadycznych (ok. 2 mm) fenokryształach labradoru $An_{52} - An_{62} - An_{52}$. Z reguły skalenie potasowe są zrosnięte ściankami (010) z listewkami plagioklazów. Rzadko tworzą one pełne obwódki wokół mikrolitów plagioklazu.

Tabela 2

Skład chemiczny i normatywny (C.I.P.W.) trachybazaltów ze Starego Lesieńca i Sokołowska w % wag.
Chemical composition and norms of the Stary Lesieniec and Sokołowsko trachybasalts in weight percentages

Nr analizy	1	2	3	Minerały normatywne	1	2	3
SiO ₂	54,01	49,53	51,71	kwarc (Q)	8,4	1,2	—
Al ₂ O ₃	15,80	18,82	15,54	ortoklaz (or)	10,4	14,9	11,0
Fe ₂ O ₃	6,01	6,75	5,39	albit (ab)	30,9	32,4	40,6
FeO	5,28	4,04	5,64	anortyt (an)	21,5	26,7	15,3
MgO	2,90	2,67	4,09	tenardyt (th)	—	0,8	—
CaO	7,17	6,84	7,37				
Na ₂ O	3,66	4,17	4,80	Σ _{Sal}	71,2	76,0	66,9
K ₂ O	1,75	2,52	1,87	CaSiO ₃	5,2	0,05	6,8
H ₂ O+	0,86	} 2,84	0,80	MgSiO ₃	} (di)	3,4	0,04
H ₂ O-	1,58		1,10	FeSiO ₃		1,4	0,01
TiO ₂	1,26	ślad	1,65	MgSiO ₃	} (hy)	3,8	6,6
P ₂ O ₅	0,29	0,86	0,84	FeSiO ₃		1,5	1,8
MnO	0,12	ślad	0,02	forsteryt	} (Ol)	—	2,0
CO ₂	—	0,32	—	fajalit		—	—
SO ₃	—	0,44	—	magnetyt (mt)	8,7	9,8	7,8
				ilmenit (il)	2,4	—	3,1
Σ	100,69	99,80	100,82	apatyt (ap)	0,7	2,0	2,0
	—	—	d = 2,894	kalcyt (cc)	—	0,7	—
				Σ _{Fem}	27,1	21,0	32,0
				Sal + Fem	98,3	97,0	98,9
				% mol. An w plag. norm.	39,6	44	26

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. II):

1 — Stary Lesieniec, odsł. — outer. 8. Anal. autor.

2 — „ „ „ „ 7. „ dr Böhm (G. Berg 1907).

3 — Sokołowsko „ „ 14. „ dr H. Pendias.

Szczeliny łupliwości takich krystalograficznie zgodnych zrostów obu skaleni często wypełniają blaszki zielonego chlorytu. Skaleń potasowy w przekrojach $\perp (010)$ wygasa światło prosto, a jego kąt wygaszania $\alpha \wedge (001)$ w przekrojach $\perp \gamma$ wynosi 9° . Samodzielne mikrolity euhedralnych skaleni potasowych trafiają się jedynie w niektórych interstycjach.

Augit diopsydowy obrasta ofitowo mikrolity plagioklaz, tworząc zespoły wielokrotnie rozczłonkowanych ziarn o jednolitej orientacji optycznej, czasem zbliżone według (100). Jego barwa w szlifie jest blado żółtawa, kąt wygaszania $c \wedge \gamma$ zmienny $29-36^\circ$, kąt $2V_\gamma = 49-53^\circ$ oraz $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$ są dość stałe.

Oliwin (hialosyderyt Fa_{40}) zachował się w postaci reliktywnych „oczek”, tkwiących w bladzielonych pseudomorfozach serpentynowych lub iddingsytowych. Na brzegach wielu takich pseudomorfoz są widoczne nieregularne obwódki augitu. Minerale akcesoryczne reprezentują: *magnetyt*, *ilmenit*, *apatyt* i *rutyl*. Niektóre pojedyncze ziarna magnetytu obrastają pojokitowo mikrolity labradoru.

Interstycja nigdy szkliste, wypełnia obecnie mała ilość zielonawego palagonitu ustępującego w wielu miejscach chlorytowi, kryptokrystalicznym agregatom skaleni potasowych i być może kwarcu.

Skład mineralny i chemiczny trachybazaltów ze Starego Lesieńca przedstawia tabela 2 i 3.

Brunatnawo i fiołkowszaro zabarwione skały ze stropu pokrywy różnią się od swych świeżych odpowiedników składem mineralnym. Całkowicie odwapnione plagioklasy (An_0) przerastane są łuseczkami illitu(?), chlorytu oraz hematytu. Po ciemnych minerałach pozostały pseudomorfozy hematytowe, zdradzając swoją pierwotną naturę reliktywnymi augitu. Również interstycja wypełnia tu hematyt, nieraz kwarc i kalcyt. Przeważnie takie same skały znajdujemy w pozostałych kamieniołomach Starego Lesieńca (tabl. II, odsł. 7 i 9). W niektórych próbkach obok wtórnego albitu można jeszcze napotkać dość świeży labrador lub andezyn z oznakami napoczętej, lecz niedokończonej albityzacji, czasem augit. Charakterystyczne jest to, że skalenie potasowe nie podlegają wtórnym przemianom, zachowując taki sam rozwój jak w skałach świeżych.

Trachybazalty w Unisławiu Śl. nie różnią się w sposób istotny od opisanych wyżej wulkanitów ze Starego Lesieńca. Są one tu dostępne w wielu skałkach (tabl. II, odsł. 10-13). Skład plagioklazów jest taki sam, oliwin (hialosyderyt Fa_{40} , $n_\gamma - n_\alpha = 0,037$) w większości jest

Tabela 3

Skład mineralny trachybazaltów rejonu Unisławia Śl. w % obj.

Mineral composition of the trachybasalts from the environs of Unisław Śl. (vol. per cent)

Nr analizy	1	2	3
Plagioklaz	59,0	51,9	42,3
Skaleń potasowy	6,4	0,1	10,2
Potassium feldspar			
Augit diopsydowy	6,9	8,8	16,0
Oliwin	5,5	2,1	—
Pseudomorfozy			
po oliwinie	4,8	8,0	9,3
Tlenki żelaza i tytanu	5,6	6,0	5,8
Iron and titanium ores			
Kalcyt	—	—	1,1
Kwarc	—	—	0,1
Rutyl	śląd	śląd	śląd
Minerały interstycjalne	11,8	2,31	15,2

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. II):

- 1 — Stary Lesieniec, odsł. — outer. 8.
 2 — Unisław Śl., „ „ 11.
 3 — Sokołowsko, „ „ 14.

schlorytyzowany, natomiast augit — całkiem świeży ($n_\gamma - n_\alpha = 0,026$, $c \wedge \gamma = 37-42^\circ$).

Skaleń potasowy kryje się w interstycjach, a narosty na listewkach plagioklaz tworzy sporadycznie.

W wyższych partiach pokryw widać wyraźnie więcej zmienionego szkliwa, co powoduje, że struktura skały staje się wyraźnie intersertalna (pl. II, fot. 1). Augity i oliwiny uległy hematytyzacji. Liczne pęcherze wypełnia zielony chloryt ($n_\gamma - n_\alpha = 0,010$), kalcyt oraz sferolity chalcedonu.

Najdalej na południo-wschodzie wystąpienie ofitowych trachybazaltów tego poziomu spotykamy na zachód od Sokołowska u stóp Stożka Małego (tabl. II, odsł. 14). W ścianie małego łomiku zaznacza się w tych skałach poziomy cios pokładowy oraz prostopadły do niego cios pionowy. Obraz mikroskopowy tych skał jest taki sam, jak trachybazaltów ze Starego Lesieńca. Listewki plagioklazów o składzie An_{54} — An_{60} rzadko An_{67} obrasta często skaleń potasowy. Pseudomorfozy po oliwinach tworzy jasnozielony chryzotyl, a augit ($c \wedge \gamma = 32^\circ$, $2V_\gamma = 46^\circ$) jest tylko częściowo przeobrażony w uralit. Zakątki między tymi składnikami wypełnia schlorytyzowane szkliwo z nikłą domieszką kwarcu i kalcytu.

Skład chemiczny wyżej opisanych trachybazaltów jest podobny, przy niedużych wahaaniach w zawartości głównych minerałów ska-

lotwórczych (tab. 2 i 3). W normatywnym składzie mineralnym zanalizowanych skał zaznacza się niewielkie przesycenie krzemionką (tab. 2, analizy 1 i 2) albo też — wbrew obserwacjom mikroskopowym — słaby jej niedobór wyrażony w trachybazalcie z Sokołowska normatywnym oliwinem (analiza 3). Taka sprzeczność jest następstwem związania całkowitej ilości augitowego glinokrzemianu wapnia w normatywnym anortycie, zawierającym więcej krzemionki niż pirokseny. Plagioklaz rzeczywisty jest bogatszy w anortyt od normatywnego plagioklazu wskutek zawartej w tym ostatnim części normy albitowej, stanowiącej w rzeczywistości składnik skalenia potasowego.

Wulkanity występujące w tym samym poziomie stratygraficznym na południe od Czarnego Boru wykazują znaczne analogie (Berg 1938) z wyżej omówionymi trachybazaltami augitowo-oliwinowymi.

TRACHYBAZALTY AUGITOWE RYBNICY LEŚNEJ I ŁOMNICY

Na południe od Rybnicy Leśnej (tabl. II) wznosi się potężny masyw trachybazaltów, stanowiący największe zgrupowanie tych skał na całym obszarze depresji śródsudeckiej. W jego ostrej linii grzbietowej, od zachodu ku wschodowi, zarysowują się kolejno strome szczyty: górskie Bukowca (900 m n.p.m.), Klina (867 m n.p.m.), Turzyny (895 m n.p.m.) i Jeleńca (902 m n.p.m.). Wschodni kraniec tego grzbietu tworzy wzniesienie Gomólnika Małego (807 m n.p.m.) w Łomnicy (fig. 3).

Pod względem geologicznym masyw rybnicki stanowi wielką pokrywę lawową o maksymalnej miąższości około 150 m w Rybnicy, stopniowo wyklinowującą się w kierunkach NW i SE (Kozłowski 1963). Miejscami, a zwłaszcza w jej wschodniej części, można wyróżnić szereg oddzielnych wylewów lawowych, przewarstwionych cienkimi pokładami łupków ilastych. Ich stropowe partie często wykazują budowę pęcherzykową (Dathe 1910).

Trachybazalty rybnickie i łomnickie są głęboko odsłonięte w kilku kamieniołomach, a poza tym nie brak licznych odkrywek naturalnych w obrębie całego masywu. Nieomal wszędzie są one ciemnoszare z wyraźną strukturą drobnziarnistą (0,6—1 mm), przeważnie afiorową. Mniej świeże odmiany skalne są zazwyczaj szarozielonawe do brunatnoróżowawych.

Oddzielność trachybazaltów jest przeważnie nieregularna, niekiedy ze skłonnością do słupowej. Skała uderzona młotkiem rozpada się na wielościennie bloki o gładkich płaszczyznach ciosowych lub też na zupełnie nieprawidłowe

fragmenty „wichrowate”. W jednym z kamieniołomów w Łomnicy (fig. 3, odsł. 59) ujawnia się ponadto wyraźny cios kulisty.

Rybnica Leśna

Najświeższych skał dostarcza kamieniołom rybnicki, założony we wschodnim zboczu Bukowca (tabl. II, odsł. 18), gdzie od lat trwa eksploatacja przemysłowa trachybazaltu nazywanego przez tutejszych skalników „bazaltem”. Skała ta wykazuje budowę intersertalną z przejściem do prawie holokrystalicznych struktur intergranularnych, często z wyraźną teksturą fluidalną zaznaczoną równoległym ułożeniem listewek plagioklazów (pl. IV, fot. 1).

Dominującym składnikiem trachybazaltów są średniozasadowe plagioklasy współwystępujące z ortoklazem, piroksenem (augit i pigeonit) i kwarcem. Pierwotnie zawierały one nieznaczną ilość oliwinu, który uległ całkowicie wtórnym przemianom hydrotermalnym (pl. IV, fot. 2). Wśród listewek plagioklazów przeważa andezyn An_{43} i labrador An_{53} , rzadziej An_{56} — An_{60} . Interstycjalne mikrolity plagioklazu wykazują na ogół niższą zawartość anortytu (andezyn An_{34} lub oligoklaz An_{25}). Dobrze rozwinięta budowa pasowa jest raczej rzadka. Przeważnie są to cienkie pasy andezynu An_{45} lub oligoklazu An_{18} — An_{25} , rozwinięte na listewkach labradoru. Niektóre osobniki labradoru ujawniają rekurencję pasów o charakterze oscylacyjnym. Składają się one z 20—30 naprzemianległych pasów o nieznacznym zróżnicowaniu składu, rzędu 2—3% mol. An.

Ortoklaz tworzy krystalograficznie zgodne zrosty lub obwódki na listewkach plagioklazów. Najlepiej są one wykształcone na tych ściankach listewek, które zamykają przestrzeń interstycjalną, tj. w miejscach swobodniejszego wzrostu substancji skaleniowej. Tu występują najpełniej wykrystalizowane obwódki ortoklazu na młodszych andezynach lub oligoklazach, albo też pojedyncze euhedralne jego kryształki, które bywają zbliżone według prawa manebachskiego. Zdarza się również, że manebachski zrost bliźniaczy w obwodce ortoklazu naśladuje to samo prawo bliźniacze w labradorze (fig. 24h). Zupełny brak obwódek ortoklazowych wykazują listewki labradoru zamknięte w piroksenach. Ortoklaz zawiera około 22% mol. albitu (własności optyczne podano w tabeli 27).

Głównym minerałem ciemnym trachybazaltów jest *piroksen* rozwinięty zarówno w anedralnych ziarnach, jak i subhedralnych słupkach, nierzadko zbliżonych według (100). Bez względu na swe wykształcenie należy on do *pigeonitu* lub *augitu*. Minerale te można od-

różnić od siebie jedynie w konoskopie, gdyż ich obraz ortoskopowy jest identyczny. W szlifie oba pirokseny są prawie bezbarwne. Oprócz łupliwości słupowej wykazują one nieraz bardzo gęstą łupliwość podstawową (001) oraz słabo zaznaczającą się oddzielność (100). Kąt wygaszania $c\Delta\gamma = 36-40^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,026-0,028$, $2V_\gamma$ w augitach $50-52^\circ$ w płaszczyźnie (010), a w pigeonitach prawie 0° . Pigeonit występuje w jądrach augitów (przeważnie z gęstą łupliwością podstawową) oraz w oddzielnych osobnikach.

Miejscami pirokseny przeobraziły się całkowicie w amfibole. Zapewne w początkowym stadium powstała z nich brązowozielonawa *hornblenda* ($\gamma = \beta$), silnie pleochroiczna (α — bladożółty, $c\Delta\gamma = 18^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,024$ oraz $2V_\alpha = 83^\circ$), dziedzicząca po piroksenach łupliwość podstawową widoczną jeszcze w zachowanych reliktach minerałów pierwotnych. Na brzegach niektórych ziarn *hornblendy* utworzył się ciemnobrunatny biotyt.

Oprócz ziarnistej odmiany amfibolu powszechny jest *uralit* w asocjacji z *chlorytem*. Delikatne włókna uralitu w pseudomorfozach są ułożone równoległe do łupliwości (001), przy czym w niektórych z nich widać szwy bliźniacze oraz relikty pierwotnie zbliźnionego piroksenu (fig. 2a). Wydaje się, że bardziej podatnym na te przemiany był pigeonit, gdyż uralit rozwija się silnie w partiach jądrowych niektórych piroksenów pasowych, a w tych

samych wulkanitach z Łomnicy spotyka się pseudomorfozy z uralitu zamknięte w obwódkach piroksenowych (fig. 2b). Uralit jest zabarwiony zielonoszaro (γ) do jasnozielonego (α), dwójłomność znaczna około 0,02. I w tych pseudomorfozach zachowały się niekiedy relikty piroksenu z łupliwością podstawową oraz wyżej opisana ziarnista odmiana *hornblendy*. Prawdopodobnie proces uralityzacji piroksenów rozpoczął się już w obecności ziarnistego amfibolu. Wzajemne proporcje piroksenów i wtórnych amfiboli podano w tabeli 5.

Według A. P. Colemana (1882) *hornblenda* (prawdopodobnie ziarnista) i biotyt są pierwotnymi i jednocześnie najstarszymi składnikami trachybazaltów rybnickich. Również późniejsi badacze (Dathe, Zimmermann & Berg 1910) przypisują części *hornblendy* naturę pierwotną, co nie jest zgodne z wyżej opisanymi obserwacjami.

Oliwin występował w trachybazaltach podrzędnie (pl. IV, fot. 2). Zachowały się po nim duże, nieregularne pseudomorfozy (ok. 2 mm) utworzone z jasnozielonego chlorytu, sferolitów bliżej nieoznaczalnego, silnie dwójłomnego minerału jasnożółtego o niższym n od 1,54 oraz chlorytu, węglanów i kwarcu.

Minerały akcesoryczne reprezentują *magnetyt*, *leukoksen*, *apatyt* i *rutyl*.

W niektórych partiach skały zaznacza się lokalny wzrost uziarnienia euhedralnych kryształków ortoklazu oraz jego obwódek wokół

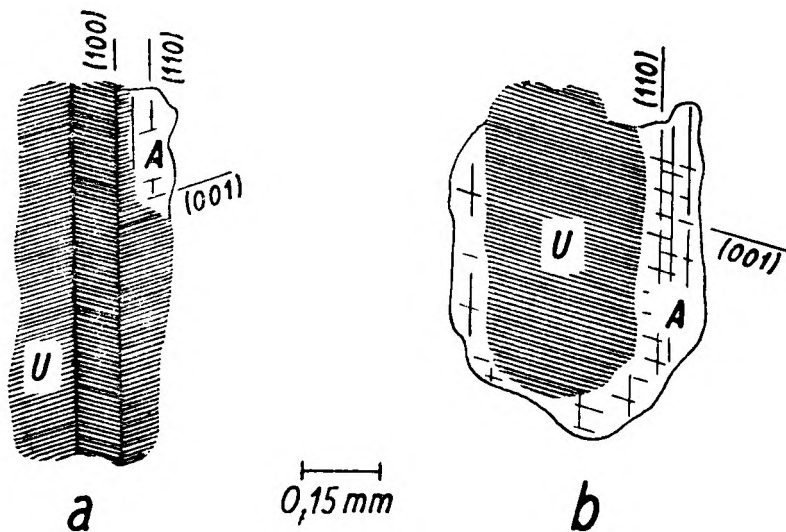


Fig. 2

Pseudomorfozy uralitowe (U) z relikdami piroksenu (A) w trachybazaltach Rybnicy Leśnej (a) i Łomnicy (b)

Uralite pseudomorphs (U) with relicts of clinopyroxene (A) in trachybasalts of Rybnica Leśna (a) and Łomnica (b)

plagioklazów, zamkniętych w dużych i anhedralnych ziarnach kwarcu. Bardzo szerokie i pełne obwódki ortoklazu zająłają się palczasto z kwarcem, zawierającym bardzo delikatne (ok. 0,01 mm) pęcherzyki cieczy lub może gazu. Plagioklasy i skalenie alkaliczne nie różnią się własnościami optycznymi od swych odpowiedników z głównej masy skalnej. Tego rodzaju zespoły ziarniste o wyglądzie nieregularnych gniazd (3—5 cm) przypominają opisane przez A. Lacroixa tzw. *enklawy pneumatogeniczne*, zawdzięczające swą genezę większej koncentracji składników lotnych w niektórych partiach krzepnącej lawy.

Chemiczny i mineralny skład trachybazaltów przedstawiono w tabelach 4 i 5.

Porównując rzeczywisty skład mineralny (tab. 5) z normami CIPW wulkanitów (tab. 4)

widzimy, że ilościowe udziały poszczególnych składników są dosyć zgodne. Jedynie zasadowość normatywnego plagioklazu odchyła się bardzo od stanu rzeczywistego, wskutek zmiennej zasadowości plagioklazów w wulkanitach oraz niemałej zawartości cząsteczki albitowej w skaleniach potasowych.

Trachybazalty z pozostałych odsłoneń masyw rybnickiego nie wykazują istotnych różnic w porównaniu z opisanymi wyżej ich świeżymi odmianami. W sąsiednich kamieniołomach (odsł. 19, 20) oraz na południowym zboczu wzgórza Krzywucha (odsł. 16) w Sokołowsku są one bardziej zwietrzałe i nieco jaśniejsze. Objawia się to przeważnie w serycytyzacji skaleni oraz w częściowej ich karbohatyzacji. W wielu listewkach labradoru i andezynu częściowa albityzacja zaznacza się nie-

Tabela 4

Skład chemiczny i normatywny (C.I.P.W.) trachybazaltów Rybnicy Leśnej i Łomnicy w % wag.
Chemical composition and norm minerals of the Rybnica Leśna- and Łomnica trachybasalts
in weight percentages

Nr analizy	4	5	6	7	8	Minerały normatywne	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,80	55,54	56,97	56,82	54,07	kwarc (Q)	9,2	7,8	4,7	14,7	13,0
Al ₂ O ₃	15,25	17,80	14,62	12,55	14,30	korund (C)	—	—	—	—	4,5
Fe ₂ O ₃	3,74	5,20	3,18	11,83	9,08	ortoklaz (or)	14,3	17,1	19,3	17,9	19,2
FeO	3,14	3,07	4,81	0,56	0,59	albit (ab)	38,7	31,5	37,6	33,4	31,3
MgO	3,21	2,59	2,46	1,93	4,62	anortyt (an)	13,9	23,3	10,3	7,6	0,4
CaO	5,79	5,69	6,24	4,35	3,28	tenardyt (th)	—	1,1	—	—	—
Na ₂ O	4,58	4,22	4,45	3,94	3,70						
K ₂ O	2,42	2,90	3,26	3,03	3,25	Σ _{Sal}	76,1	80,8	71,9	73,6	68,4
H ₂ O ⁺	0,71	1,75	0,98	2,53	2,64	CaSiO ₃	4,9	0,8	7,3	2,8	—
H ₂ O ⁻	1,03		1,12	0,95	0,71	MgSiO ₃	4,0	0,6	4,1	4,8	—
TiO ₂	1,23	ślad	1,15	1,15	1,65	FeSiO ₃	0,4	0,1	2,9	—	—
P ₂ O ₅	0,52	0,52	0,54	0,49	0,50	MgSiO ₃	4,0	5,9	2,0	—	11,5
MnO	0,08	ślad	0,02	—	0,07	FeSiO ₃	0,4	1,2	1,4	—	—
CO ₂	—	—	—	0,72	2,05	magnetyt (mt)	5,4	7,5	4,6	—	—
SO ₃	—	0,64	—	—	—	ilmenit (il)	2,3	ślady	2,2	1,2	1,4
BaO	—	—	—	—	—	hematyt (hm)	—	—	—	11,8	9,1
Σ	100,50	99,92	99,80	100,85	100,51	rutyl (ru)	—	—	—	0,5	0,9
d	2,778	—	2,787	2,715	2,690	apatyt (ap)	1,2	1,2	1,3	1,1	1,2
						kalcyt (cc)	—	—	—	1,6	4,7
						Σ _{Fem}	22,6	17,3	25,8	23,8	28,8
						Sal + Fem	98,7	98,1	97,7	97,4	97,2
						% mol. An w plag. norm.	25	41	21	17,5	1,2

Lokalizacja próbek (Tabl. II, Fig. 3):

Localization of samples

4 — Rybnica Leśna, odsł. (outer.) 18. Skład mineralny próbki w tabeli 5, kol. 5.

Mineral composition of sample is given in Table 5 anal. 5.

5 — „ „ „ 19.

6 — Łomnica, „ „ 59.

7 — „ „ „ 54.

8 — „ „ „ 55.

Analizy 4, 6—8 wykonał dr H. Pendas (Kozłowski 1958b), 5 — dr Böhm (Berg 1907).

Tabela 5

Skład mineralny trachybazaltów z rejonu Rybnicy Leśnej w % obj.
Mineral composition of the trachybasalts from the environs of Rybnica Leśna
(vol. per cent)

Nr analizy	4	5	6	7	8	9	10
Plagioklaz	57,8	55,9	53,3	48,4	51,8 (1,3)	41,6 (2,6)	50,8 (3,0)
Ortoklaz	11,7	10,8	11,9	11,9	8,2	—	12,1
Piroksen jednoskośny	10,9	6,3	9,2	4,8	(1,2)	—	0,9
Hornblenda ziarnista	0,6	1,2	1,2	2,1	—	—	—
Uralit	4,0	7,5	5,9	13,4	10,8	—	11,8
Pseudomorfozy po oliwinie	1,1	—	2,3	0,3	1,2	3,4	2,0
Tlenki żelaza i tytanu	4,4	6,0	4,9	5,0	8,9	31,5*	5,5
Iron and titanium ores							
Apatyt	0,9	1,7	1,0	1,7	1,1	—	1,0
Kalcyt	1,1	0,4	0,9	0,6	6,9	—	4,2
Kwarc	5,2	6,8	6,2	6,3	5,9	—	5,5
Rutyl	ślad	ślad	ślad	ślad	ślad	—	ślad
Zmienione szkliwo	2,3	3,4	3,2	5,5	4,0	23,5	6,2
Altered glass							

* Przeważnie hematyt. Mainly hematite.

Lokalizacja próbek — lokalization of samples (Tabl. II):

4—7 — Rybnica Leśna, odsł. — outer. 18, trachybazalty z najgłębszej partii kamieniołomu; analiza chem. próbki 5 w tabeli 4 kolumna 4. Trachybasalts from the deepest part of quarry; chemical composition of simple No. 5 is given in Table 4 anal. 4.

8 — Sokołowsko, odsł. — outer. 16.

9 — „ „ „ 17.

10 — Trzy Strugi, „ „ 25.

Cyfry w nawiasach odnoszą się do ilości fenokryształów. Numbers in parentheses indicate the amount of phenocrysts.

regularnymi plamkami lub żyłkami, którym towarzyszą infiltracje drobnoluseczkowego chlorytu. Raz po raz trafiają się w tych skałach fenokryształy labradoru An_{48} — An_{57} (do 2 mm) w postaci tabliczek oraz słupki niezłe zachowanego augitu diopsydowego (1,7—2 mm), należącego do najstarszej generacji składników skałotwórczych w trachybazaltach.

Ziarnista hornblenda niektórych trachybazaltów, wytworzona kosztem piroksenu często ujawnia na brzegach delikatne i nieregularne skupienia riebeckitu (odsł. 20).

Analogiczny skład mineralny wykazują trachybazalty z wielu innych odsłoneń naturalnych (odsł. 15, 21—25). Skład mineralny tych skał przedstawiono w tabeli 5.

W odsłonięciach koło ruin zamku Radosna (odsł. 17) w Sokołowsku występują skały drobnoporfirowe o teksturze trachitowej, wyróżniające się dużą zawartością zmienionego szkliwa (tab. 5, kolumna 9). Listewki andezynu — labradoru An_{46} — An_{52} bez obwódek skaleni alkalicznych oraz chlorytowo-hematytowe pseudomorfozy po minerałach ciemnych tkwią w mikrokrystalicznej masie skalnej przepojonej hematytom. Miejscami w tle skalnym można rozpoznać skalenie potasowe i kwarc.

W zachodniej ścianie głównego kamieniołomu Rybnicy (odsł. 18) zaznacza się wyraźnie wąska strefa sztywnych deformacji powstałych po skrzepnięciu lawy. Jest to nieregularna szczelina wypełniona grubokrystalicznym kalcylem i hematytom, przekątnie przecinająca ścianę kamieniołomu. Jej początek jest dobrze widoczny w północnym krańcu najniższego progu wydobywczego. W środku żyły występuje cienka brekcja trachybazaltowa, spojona gruboziarnistym kalcylem. W jej bezpośrednim sąsiedztwie wulkanity na przestrzeni około 1,5 m są silnie odbarwione aż do barwy jasnoszaroróżowej, a ich płaszczyzny ciosowe pokrywa czerwony nalot hematytu.

Analiza mikroskopowa tych skał dowiodła, że ich pierwotnie zasadowe plagioklasy uległy prawie całkowitej albityzacji, a pirokseny przeobraziły się w agregat chlorytowo-hematytowy. Charakterystyczne, że struktura pierwotna wulkanitu zachowała się zupełnie dobrze i nie różni się zasadniczo od budowy świeżych trachybazaltów. Raz po raz spotykane w listewkach albitu An_0 — An_4 relikty andezynu An_{48} i labradoru An_{50} oraz ocalałe od albityzacji osobniki labradoru dowodzą, że przed albityzacją panował w skale taki sam plagioklaz, jak w świeżych trachybazaltach.

Identyczność praw bliźniaczych w albitach i reliktach labradoru świadczy, że rodzaj praw bliźniaczych w tworzącym się wtórnie albitcie zależał od struktury bliźniaczej albityzujących się plagioklazów pierwotnych.

Wbrew ogólnej regule znak optyczny albitu jest często ujemny ($2V_\alpha = 86-88^\circ$), rzadziej słabo dodatni ($2V_\gamma = 88^\circ$).

Albit przerastają delikatne łuseczki illitu i chlorytu, a tylko sporadycznie towarzyszy im bezbarwny epidot i kalcyt.

Obwódki i pojedyncze osobniki ortoklazu w słabym tylko stopniu poddały się albityzacji. Utworzył się w nich bardzo delikatny peryt infiltracyjny, przeważnie wzdłuż płaszczyn łupliwości (001) i (010). Niektóre z nich — podobnie jak zasadowe plagioklasy — zachowały się w stanie nie naruszonym. Swymi cechami optycznymi nie różnią się one od skaleni świeżych trachybazaltów.

Pseudomorfozy po piroksenach tworzy bezbarwny uralit włóknisty, nierzadko z ziarnkami zwyczajnego epidotu, a w niektórych miejscach zachowała się hornblenda ziarnista.

Węgłany występujące w środkowej partii szczeliny należą do prawie czystego kalcytu ($eAe' = 32-34^\circ$)³. Można by zatem podejrzewać, że źródłem wapnia w węglanach były zasadowe plagioklasy trachybazaltów, zwłaszcza że w ich odwapnionych odmianach prawie nie widać minerałów wiążących ten składnik.

Opisane przemiany mineralne zanikają stopniowo i symetrycznie od środka szczeliny na zewnątrz, tak że w odległości około 1,5 m mamy znów do czynienia ze świeżymi trachybazaltami.

Ł o m n i c a

Wiekowe odpowiedniki trachybazaltów Rybnicy występują między Gomólnikiem Małym (807 m n.p.m.) a Ostoją (718 m n.p.m.), tworząc wschodnie zakończenie omawianych erupcji I cyklu wulkanicznego w rejonie Łomnicy (fig. 3). Według S. Kozłowskiego (1958b) przedstawiają tam one prawdopodobnie jednolitą pokrywę lawową odsłoniętą w kilku miejscach spod grubej serii łupków ilastych. Zgodnie z poglądami tego autora na zachodnim zboczu Ostoi są erozyjnie odsłonięte najwyższe partie

pokrywy, utworzone z bogatych w szkliwo skał o częstym wykształceniu migdałowcowym.

Termiczny kontakt spągu pokrywy z łupkami ilastymi jest dobrze odsłonięty w kamieniołomie na wschodnim zboczu Gomólnika Małego (odśl. 53). Mimo silnego „spieczenia” skał osadowych nie znaleziono tu żadnych typowych minerałów kontaktowych.

Trachybazalty Łomnicy są ciemnoszarymi skałami afirowymi o wyraźnej strukturze droбноziarnistej (0,8—1 mm) i teksturze masywnej, przeważnie słabo kierunkowej. Najgłębsze odsłonięcia wulkanitów znajdują się w dwóch kamieniołomach, założonych na południe (odśl. 59) i południo-wschód od Gomólnika Małego (odśl. 53). W obu kamieniołomach trachybazalty wykazują budowę intersertalną oraz taki sam rozwój swych głównych elementów skałotwórczych (pl. III, fot. 1).

Listewki plagioklazów są przeważnie szersze i większe (0,7—0,9 × 0,2—0,4 mm) niż w poprzednio opisanych wulkanitach rybnickich. Przeważa wśród nich andezyn $An_{45} - An_{48}$ i labrador An_{54} , rzadziej An_{57} . Budowa pasowa popopolita z rekurencją pasów: jądro An_{44} i kilka naprzemianległych pasów o składzie 41 i 33% mol. An kolejno od środka na zewnątrz albo też 46, 25, 27, 12% mol. An. W wielu listewkach andezynu i labradoru zaznacza się tak gęsta budowa pasowa typu oscylacyjnego, że niepodobna w nich ustalić zmienności składu. Wśród młodszej generacji skaleni zdarza się interstycjalny albit An_{10} , otoczony obwódką skalenia potasowego.

Skalenie alkaliczne przeważnie częściowo obrastają plagioklaz w sposób krystalograficznie zgodny. Pojedyncze ich kryształki są wykształcone jedynie w interstycjach kwarcowych albo tworzą granofirowe przerosty z kwarcem. Pewna część skaleni występuje z kwarcem w postaci mikroziarnistego tła interstycjalnego, między starszymi składnikami mineralnymi skały. Ich własności optyczne podano w tabeli 27.

Pirokseny reprezentują *augit diopsydowy* ($c \wedge \gamma = 38-41^\circ$, $2V_\alpha = 43,5-52^\circ$) i *pigeonit* ($2V_\gamma \approx 0^\circ$) w postaci osobnych ziarn lub jąder ziarn augitowych. Minerale te nie różnią się swym wykształceniem od piroksenów z wulkanitów Rybnicy. Są one zastąpione przeważnie ciemnozielonym *uralitem* (fig. 2b) oraz brązowozieloną *hornblendą ziarnistą* ($c \wedge \gamma = 20-23^\circ$, $2V_\alpha = 83^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$), natomiast rzadziej jasnozielonym *prochlorytem* ($2V_\gamma \approx 0^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,011$).

Oliwiny przeobraziły się prawie całkowicie w agregat chlorytu, węglanów i hematytu

³ Jest to ustalona za pomocą stolika uniwersalnego wielkość kątowa między kierunkami optycznymi e a e' węglanu, przy której następuje zrównanie jego współczynnika załamania światła e' ze współczynnikiem ośrodka immersyjnego o $n_D = 1,540$. Dla czystego kalcytu wynosi ona 36° , dolomitu — $29,5^\circ$, a $24,5^\circ$ dla dolomitu ankerytowego, w którym 20% Mg jest zastąpione Fe (Gilbert & Turner 1949).

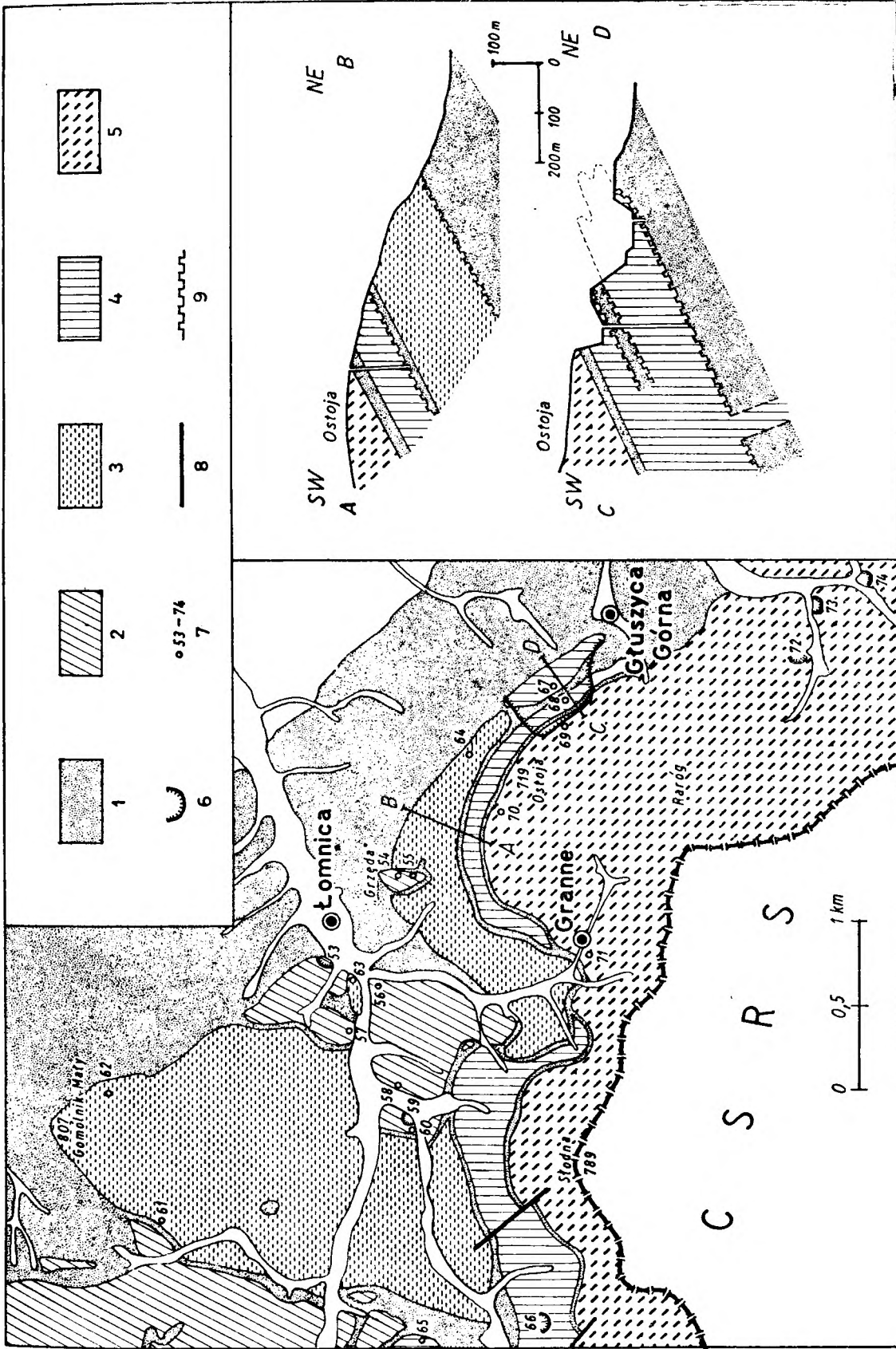


Fig. 3

Sytuacja geologiczna wulkanitów permjskich i przekroje A—B i C—D w północno-wschodniej części Gór Suchych wg. S. Kozłowskiego (1958b).
 1 — osady detrytyczne środkowego czerwonego spagowca; 2 — trachybazalty, 3 — ryolity; II cykl wulkaniczny: 4 — trachybazalty, 5 — tufy i ignimbryty ryolitowe, 6 — kamieniołomy, 7 — odstonięcia skał opisanych w tekście, 8 — uskoki, 9 — kontakty termiczne
 Geological setting of the Permian volcanic rocks and geological cross-sections A—B, C—D in the north-eastern part of the Suche Mts. after S. Kozłowski (1958b)
 1 — detrital deposits of the Middle Rotliegendes; 2 — trachybasalts, 3 — rhyolites; IInd volcanic cycle: 4 — trachybasalts, 5 — rhyolitic tuffs and ignimbrites; 6 — quarries, 7 — outcrops referred to in the text, 8 — faults, 9 — thermic contacts

(pl. V, fot. 1, 2). Raz tylko napotkano ziarno oliwinu o składzie hialosyderytu Fa_{40} ($2V_z = 78^\circ$), przeniknięte delikatną żyłką *riebeckitu* (Nowakowski 1957).

Mezostazis wykazuje różnorodny skład mineralny. Oprócz już wymienionych agregatów mikroziarnistych skalenia potasowego i kwarcu zawiera ona zielony chloryt (często pennin), niekiedy tytanit (?).

Minerały akcesoryczne reprezentują: *magnezyl, rutyl, apatyt* i *hematyt*.

Analizę chemiczną trachybazaltu z kamieniołomu w Łomnicy (odsł. 59) podano w tabeli 4, a przybliżony skład mineralny tych skał przedstawia tabela 6.

Wulkanity z Łomnicy wykazują wiele cech wspólnych z trachybazaltami Rybnicy zarówno pod względem bardzo zbliżonego chemizmu (tab. 4), jak również składu mineralnego i struktury (tab. 6). Wszystkie te zbieżności przemawiają za pochodzeniem tych skał z jednego etapu erupcyjnego na obszarze masywu rybnickiego.

Albityzacja plagioklazów jest zjawiskiem powszechnym we wszystkich zbadanych odsłonięciach wulkanitów Łomnicy (odsł. 56—60). Jej przejawy obserwujemy najczęściej w wyższych partiach pokrywy lawowej. Jednak niezależnie od tego spotyka się silnie zaalbityzowane wulkanity w bliskim sąsiedztwie zupełnie świeżych skał, występujących w najgłębszych odsłonięciach dużego kamieniołomu na południe od Gomólnika Małego (odsł. 59).

Skały zaalbityzowane są przeważnie silnie odbarwione, koloru szaroróżowego z odcieniami zielonawymi (chloryty). Ich obraz mikroskopowy przypomina analogiczne odmiany skalne z kamieniołomu rybnickiego. Obok całkowicie odwapnionych listewek albitu $An_0 - An_2$ występuje nieraz zupełnie jeszcze świeży labrador $An_{50} - An_{57}$ albo jego relikty, świadczące o pierwotnie innej naturze tych skałeni. Albity są często mętne wskutek przerostów illitu (?) i pigmentacji hematytowej. Niekiedy jednak wyróżniają się one niezwykłą czystością, zwłaszcza w przenikających całą skałę delikat-

Tabela 6

Skład mineralny trachybazaltów z rejonu Łomnicy w % obj.
Mineral composition of the trachybasalts from the environs of Łomnica (vol. per cent)

Nr analizy	11	12	13	14	15	16
Plagioklaz	45,4	48,7	52,6	38,0	37,5	46,4
Skaleń potasowy	7,2	8,3	5,0	—	—	—
Potassium feldspar						
Piroksen jednoskośny	3,0	2,3	1,0	—	—	—
Pseudomorfozy po piroksenach:						
Hornblenda ziarnista	śląd	0,1	0,8	—	—	—
Uralit	9,3	10,9	8,6	—	—	—
Chloryt	—	—	—	—	1,1	9,9
Pseudomorfozy po oliwinie	3,6	2,6	1,1	1,6	0,4	2,5
Tlenki żelaza i tytanu	6,7	5,3	8,3	—	—	3,4
Iron and titanium ores						
Kwarc	4,4	3,6	2,7	6,1	5,0	6,8
Apatyt	1,4	1,2	1,4	—	—	—
Riebeckit	—	0,4	2,5	—	—	—
Epidot	—	0,1	1,8	—	—	—
Kalcyt	3,6	2,5	—	4,5	1,4	—
Mezostazis:						
Skaleń potasowy + kwarc	3,0	5,3	6,2	—	—	—
Potassium feldspar + quartz						
Chloryt	12,4	8,7	8,0	—	—	—
Zmienione szkliwo + + hematyt	—	—	—	49,8	54,6	31,0
Altered glass + hematite						

Lokalizacja próbek — localization of samples (Fig. 3):

11 — odsł. — outer. 53, 14 — odsł. — outer. 57.

12 — „ „ 59, 15 — „ „ 56.

13 — „ „ 60, 16 — „ „ 55.

Skały 13—16 są bardzo silnie zaalbityzowane. The rocks 13—16 are very strong albitized.

nych żyłkach, o grubości około 0,1 mm, oraz w sporadycznych obwódkach narosłych na listewkach labradoru. Jest rzeczą charakterystyczną, że takie obwódki wcale nie „korodują” labradoru, a jednocześnie wypełniają wolną przestrzeń interstycjalną. W jego bliższym sąsiedztwie są one optycznie jednorodne i albitowo zbliżniaczone, natomiast część interstycjalna albitu wygasza światło płamiście, a prążki bliźniacze stają się mniej wyraźne.

W skaleniach potasowych widzimy bardzo słabe przejawy albityzacji, wyrażone delikatnymi plamkami pertytowymi lub też wypieraniem niektórych obwódek na listewkach labradoru.

O wiele silniej są zalbityzowane trachybazalty ze stropowej partii pokrywy, odsłaniające się w rowie nad potokiem Złotej Wody (odsł. 57) w Łomnicy oraz w skałkach przy drodze odgałęziającej się do kolonii Granne (odsł. 56). Plagioklasy tych skał odznaczających się strukturą hialoofitową uległy prawie całkowitej albityzacji. Nikłe relikty w listewkach albitu An_0 wykazują pierwotny skład andezynu An_{37} i labradoru An_{58} , a forma pseudomorfoz chlorytowych, węglanowych i hematytowych przypomina pirokseny i oliwiny ze świeżych odmian wulkanitów łomnickich. Albit jest mętny, miejscami również skarbonatyzowany i skaolinizowany. Silnie zmienione szkliwo jest przepojone obfitym hematytem. Widać w nim jeszcze różne formy odszklenia w postaci longulitów i trychitów. Pęcherzyki (ok. 6 mm) wypełniają kwarc, węglany i baryt.

Przybliżony skład mineralny przeobrażonych różnych trachybazaltów przedstawia tabela 6.

DAJKA TRACHYBAZALTOWA W ŁOMNICY

Tę formę wulkanitów, związaną wiekowo z erupcjami trachybazaltów Łomnicy stwierdził S. Kozłowski (1958b, 1963) na tzw. „Grzędzie” u północnych stóp wzgórza Ostoja. Tworzy ona tu krótką grań o kierunku N—S, oddzieloną od pokrywy ryolitowej (fig. 3) cienkim pokładem łupków ilastych poziomu piaskowca budowlanego. Na kontakcie skały osadowe są silnie „spieczone”.

Świeże odmiany tych skał są prawie czarne z odcieniem zielonawym. Dominuje struktura intersertalna (pl. VI, fot. 1), a w miarę przybywania zrekrytalizowanego szkliwa staje się hialoofitowa.

Plagioklasy nawet w najbardziej świeżych skałach są przeważnie zalbityzowane. W wielu listewkach albitu An_0 — An_3 są widoczne nieregularne resztki ocalałych andezynów An_{46} i labradorów An_{51} — An_{53} . Albit jest przeważnie optycznie ujemny ($2V_\alpha = 81$ — 87°), niekie-

dy słabo dodatni ($2V = 88^\circ$). Wokół listewek skaleni gromadzi się zielony chloryt, infiltrujący również ich płaszczyzny łupliwości. Skałen potasowy tylko sporadycznie tworzy na plagioklazach delikatne narosty.

Pirokseny i oliwiny zastępuje agregat jasnozielonego chlorytu o małym $2V_\alpha$, a tytanomagnetyt przeobraził się w mieszaninę leukoksenu z hematytem. Miejscami tylko zachowały się nieregularne resztki augitu diopsydowego.

Zółtawe i zrekrytalizowane szkliwo zawiera obok pigmentu hematytowego sporo delikatnych łuseczek chlorytu z domieszką węglanów. Niektóre interstycja wypełnia mętny kwarc, który tworzy również cienkie żyłki epigenetyczne w całej skale.

Ilościowy skład mineralny skały podany jest w tabeli 6.

Z analizy chemicznej trachybazaltu (tabl. 4, anal. 7) wynika duże jego podobieństwo do wulkanitów z erupcji powierzchniowej w Łomnicy, z tą tylko różnicą, że jego plagioklaz jest na pewno częściowo odwapniony (normatywny plagioklaz An_{17}), a ciemne składniki gruntownie przeobrażone (niska zawartość FeO). Duża ilość normatywnego ortoklazu świadczy, że skałen potasowy kryje się prawie w całości w zrekrytalizowanym szkliwie.

W wyższych partiach dajki (odsł. 55) plagioklasy są zalbityzowane doszczętnie, a częściowo także skaolinizowane. Pseudomorfozy po ciemnych minerałach tworzą: hematyt i węglany z małą domieszką chlorytu w postaci peninu i prochlorytu ($2V_\alpha \approx 0$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,012$).

Analiza chemiczna tej próbki (tab. 4, nr 8) zgadza się również dokładnie z obserwacjami mikroskopowymi, wykazując szczególną zgodność w składzie zalbityzowanych plagioklazów (normatywny albit An_1). Wysoką pozycję w normie korundu i wody usprawiedliwia mikroskopowo stwierdzony kaolinit i chloryt.

TRACHYBAZALTY ŚWIERKÓW, KRAJANOWA I TŁUMACZOWA

Południowo-wschodni rejon występowania trachybazaltów w Górach Suchych ogranicza się do obszaru położonego między Świerkami a Tłumaczowem (fig. 4 i 16). Utwory te, współczesne wylewom trachybazaltów Rybnicy i Łomnicy, przedstawiają wąską i nieciągłą strefę pokryw i potoków lawowych, rozwiniętych na ilasto-piaszczystych osadach poziomu piaskowca budowlanego. Pod względem geologicznym, a także i petrograficznym utwory te należą do najlepiej poznanych wulkanitów czerwonego spągowca w niecce śródsudeckiej, dzięki szczegółowym studiom S. Kozłowskiego

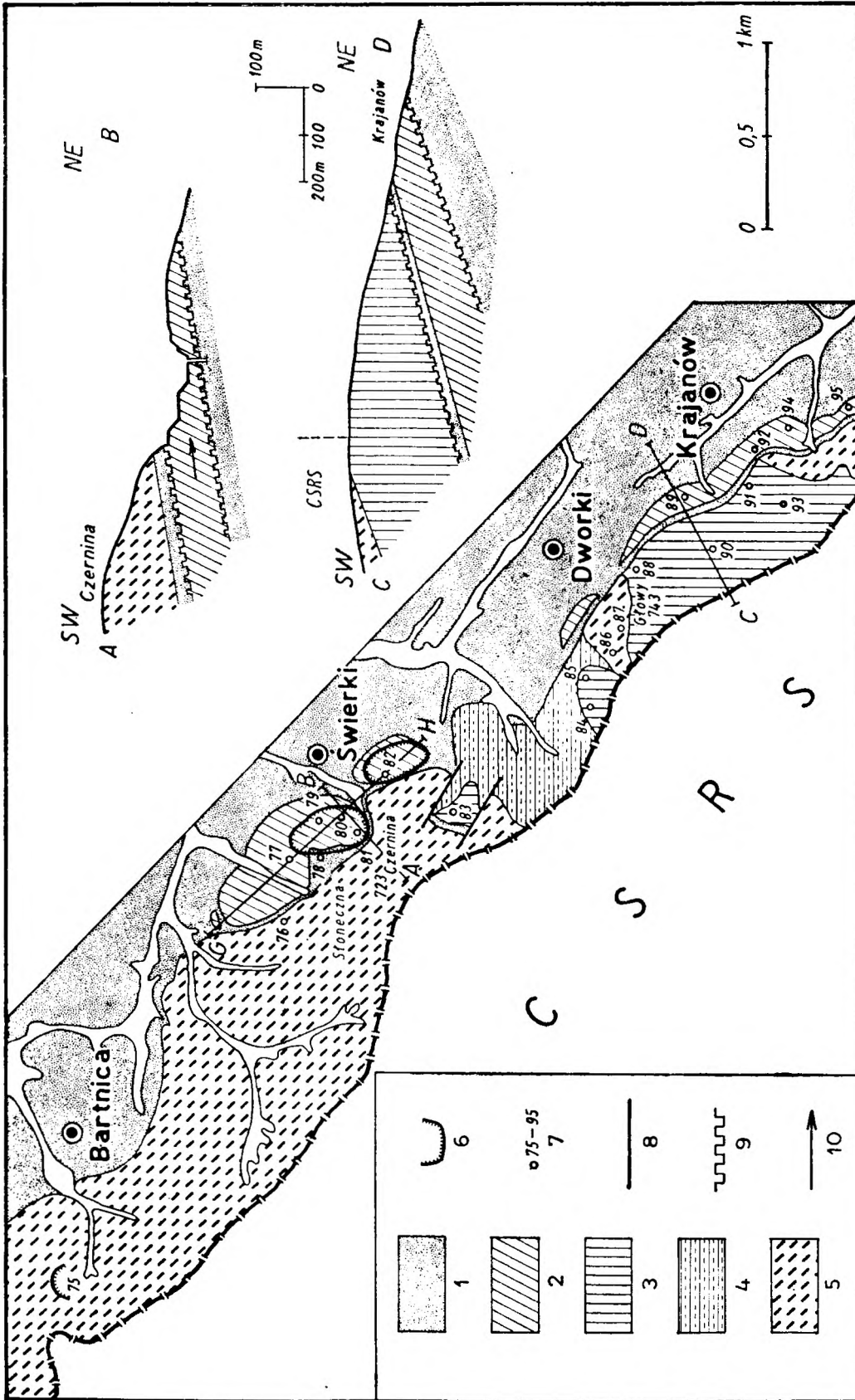


Fig. 4

Sytuacja geologiczna i przekroje A—B, C—D wulkanitów permickich we wschodniej części Gór Suchych wg. S. Kozłowski (1958b)
 1 — osady detrytyczne środkowego czerwonego spągowca; 2 — trachybasalty; 3 — trachybasalty, 4 — tufy trachybazaltowe, 5 — tufy ryolitowe, 6 — kamieniołomy, 7 — odkrywkę skał opisanych w tekście, 8 — uskoki, 9 — kierunek płynięcia lawy
 Geological setting of the Permian volcanic rocks and geological cross-sections A—B, C—D in the eastern part of the Suche Mts. after S. Kozłowski (1958b)

1 — detrital deposits of the Middle Rotliandes; 2 — trachybasalts, 3 — trachybasalts, 4 — trachybasaltic tuffs, 5 — rhyolitic tuffs; 6 — quarries, 7 — outcrops referred to in the text, 8 — faults, 9 — thermic contacts, 10 — direction of lava flow

(1955—1963), K. Dziedzica (1958), uzupełnionych opracowaniem petrograficznym wulkanitów ze Świerków H. Dziedzicowej (1958). Skały wylewne ze Świerków były również przedmiotem badań chemicznych i petrograficznych L. Milcha i G. Alaschewskiego (1925).

Świerki

Według S. Kozłowskiego (op. cit.) trachybazalty ze Świerków reprezentują partie czołowe

dwóch wielkich potoków lawowych o maksymalnej miąższości około 90 m, zanurzonych w łupkach ilastych piaskowca budowlanego.

Lawa trachybazaltowa zapewne wypełnia tu przerwany obniżenia morfologiczne, tworząc w nich silnie wydłużone formy w postaci języków, wystających częściowo spośród łupków ilastych. Potok lawy spływając w kierunku północno-wschodnim (Kozłowski 1963) zdeformował częściowo skały osadowe, podnosząc

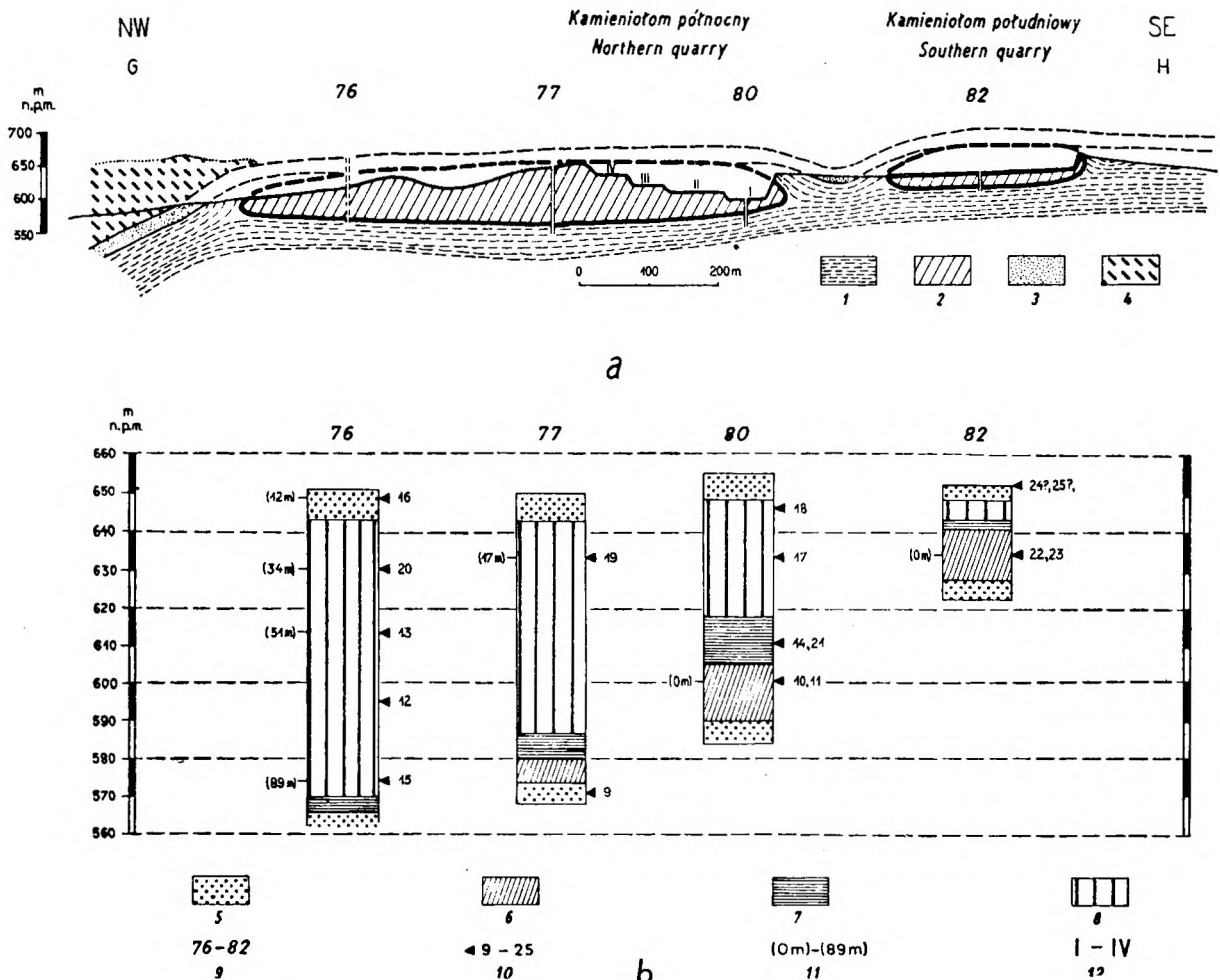


Fig. 5

Przekrój poprzeczny G — H (a) przez potoki trachybazaltów w Świerkach wg S. Kozłowskiego (1958b) oraz profile litologiczne otworów wiertniczych (b) wg H. Dziedzicowej (1958)

1 — łupki ilaste poziomu piaskowca budowlanego, 2 — trachybazalty I cyklu wulkanicznego, 3 — łupki ilasto-piaszczyste pokrywające trachybazalty, 4 — tufy ryolitowe II cyklu wulkanicznego, 5 — hialoofitowe trachybazalty przeważnie zalbityzowane, 6 — trachybazalty świeże, 7 — trachybazalty z przeobrażonymi minerałami ciemnymi, 8 — trachybazalty zalbityzowane, 9 — numery otworów wiertniczych, 10 — sygnatura analiz chemicznych, 11 — głębokość pobrania próbek do analiz chemicznych mierzona od najgłębszego poziomu (I na fig. 5a) w kamieniołomie, 12 — poziomy wydobywcze w kamieniołomie

Transversal cross-sections G — H (a) across the trachybasalt flows at Świerki after S. Kozłowski (1958b) and lithological profiles (b) of the bore-holes after H. Dziedzicowa (1958)

1 — arenaceous shales of the building sandstone horizon, 2 — trachybasalts of the Ith volcanic cycle, 3 — arenaceous shales overlying the trachybasalts, 4 — rhyolitic tuffs of the IInd volcanic cycle, 5 — hialoofitic trachybasalts mostly albitized, 6 — fresh trachybasalts, 7 — trachybasalts with altered mafic minerals, 8 — albitized trachybasalts, 9 — numbers of the bore-holes, 10 — signature of the chemical analyses, 11 — deepness of the collected samples for chemical analyses measured from the quarry's bottom (number I in Fig. 5a), 12 — numeration of quarry's drawing levels

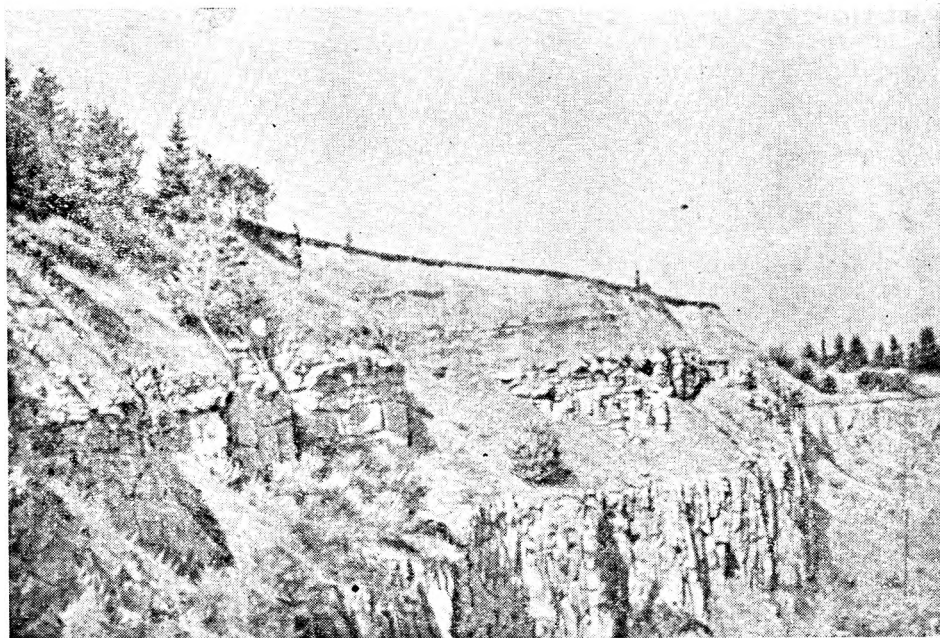


Fig. 6

Północny kamieniołom w Świerkach. Widok na zachodnią ścianę odsłonięcia. Ponad trachybazaltami widać pokład tufitów i łupków ilasto-piaszczystych czerwonego spągowca

Northern quarry at Świerki. View of the western wall of outcrop. Trachybasalts are overlain with a layer of Rotliegendes tuffites and arenaceous shales

je w górę. Odkształcenia tych utworów są widoczne w profilach poprzecznych nowego i staro kamieniołomu, ale tylko w bardziej zewnętrznych częściach potoków lawowych (fig. 5a). Fakt, że część osadów najwyższego poziomu piaskowca budowlanego znalazła się ponad wulkanitami, ma również potwierdzenie w analizie petrograficznej skał osadowych występujących w stropie trachybazaltów, a odsłoniętych w zachodniej ścianie północnego kamieniołomu (odsl. 78). Występujące tu skały łupkowe (fig. 6, 7) reprezentują bowiem poziom utworów piroklastycznych zmienionych hydrotermalnie, a bardzo podobnych do tufitów andezynowo-biotytowych z Łomnicy. Istnieje więc wielkie prawdopodobieństwo, że w spągu potoków lawowych znajduje się dalszy ciąg tej serii tufitowej, tworzącej stały poziom w stropie piaskowca budowlanego.

Po erupcji wulkanicznej odbywała się w dalszym ciągu sedymentacja czerwono- i brunatnych utworów detrytycznych, które osadziły się na częściowo wydzwigniętej serii tufitów, a w centralnej części potoku lawowego bezpośrednio nad skałami wylewnymi (fig 5a). Miąższość tej serii zapadającej na SW pod kątem 15° wynosi około 20 m (Kozłowski 1958b). Ich równą z tufitami granicę widać na figurze 7.

Tufity

Utwory piroklastyczne w bliższym sąsiedztwie skał wylewnych wyróżniają się szarobiałym lub zupełnie białym zabarwieniem oraz licznymi rdzawymi plamkami lub „oczkami” o średnicy od 1 do paru mm. Na świeżym przełamie widać często bardzo cienkie (1—2 mm) i równoległe warstwowanie. Poszczególne laminki odcinają się od siebie na przemian białym i szarobrunatnym kolorem. W wielu miejscach są one silnie powyginane i rozciągnięte, a nieraz zuskokowane. W niektórych partiach serii tufitowej zanikają one zupełnie i wtedy skałę cechuje makro- i mikrotekstura nieuporządkowana.

Podobnie jak w tufitach z Łomnicy skały te wykazują struktury krystaloklastyczne (pl. VI, fot. 2) i popiołowe. Zazwyczaj w gęstej frakcji popiołowej występują drobne krystaloklasty kwaśnych plagioklazów $An_0 - An_7$ oraz płytki i blaszki (nieraz sześcioboczne) świeżego biotyту, prawie nieprzezroczystego dla kierunku drgań zgodnego z łupliwością (001).

Pod imersją frakcja popiołowa ujawnia perlitowe okruchy kwaśnego plagioklaz, kwarcu oraz delikatne łuseczki hydromiki. W wielu miejscach jest ona tak drobna, że zaledwie reaguje na światło spolaryzowane.

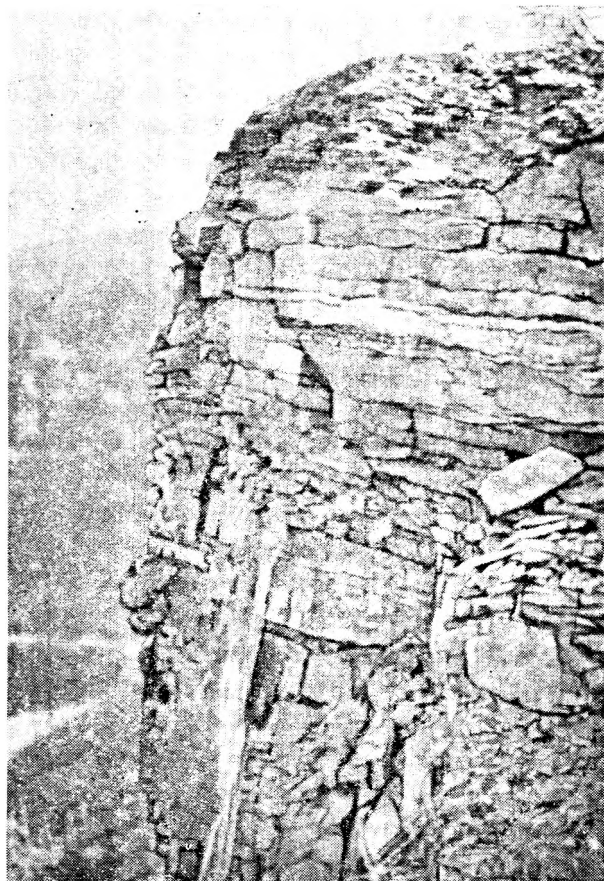


Fig. 7

Północny kamieniołom w Świerkach. Kontakt stropowy trachybazaltów z tufitami, przechodzącymi w łupki ilasto-piaszczyste

Northern quarry at Świerki. Top contact of trachybasalts with tuffites grading into arenaceous shales

Oprócz wymienionych składników mineralnych skała zawiera zmienne ilości blaszek lub strzępków jasnego łyszczyku, agregaty uwodnionych tlenków żelaza, „oczkowe” konkrecje syderytowe oraz wtrącenia ziarnistych zespołów kalcytu.

Materiał piroklastyczny miejscami ustępuje i skała przechodzi w cienki pokład wapienia z lokalnymi wtrąceniami cienkich i wyklonowanych się warstewek tufogenicznych.

Wyżej utwory te są silnie przepojone sferolitowymi agregatami chalcedonu, znanymi również ze stropu piaskowca budowlanego w Łomnicy (odsl. 53). Chalcedon gromadzi się tu w soczewki i nieciągłe, często odkształcone warstewki o grubości kilku milimetrów.

Opisane tufity wykazują dużo wspólnych cech strukturalnych i litologicznych z tufitami w Łomnicy i Głuszycy. Różnią się natomiast od nich składem plagioklazów, a przede wszystkim zabarwieniem i ciężarem właściwym.

Biała barwa tych utworów, a może częściowo i porowatość zostały prawdopodobnie wywołane długotrwałym krążeniem powulkanicznych roztworów termalnych, których oddziaływaniu S. Kozłowski (1958b) przypisuje nawet większą aktywność w bocznych kontaktach termicznych osadów z gorącą lawą.

Brak wyraźniejszych reakcji kontaktowych w poznanych do tej pory odsłonięciach można by tłumaczyć szczególnym środowiskiem omawianych erupcji wulkanicznych. K. Dziedzic (1958) uważa, że w początkowym etapie wulkanizmu lawy wlewały się do wodnych zbiorników, a S. Kozłowski (1960) przypisuje osadom czerwonego spągowca w Świerkach charakter bagienny.

Wydaje się zatem możliwe, że aktywność termiczna zewnętrznych partii potoków lawowych była w ten sposób ograniczona i dlatego nie doszło do wyraźniejszych przemian chemicznych w strefach kontaktowych wylewów.

Trachybazalty

Trachybazalty Świerków są odsłonięte bardzo głęboko w dwóch kamieniołomach na północno-wschodnich zboczach wzgórz Słonecznej i Czerniny (723 m n.p.m.), wznoszących się na zachód od Świerków (fig. 4). Ich odpowiednikami wiekowym są również te same wulkanity z Włodzickiej Góry (Dziedzic 1958, Kozłowski 1963), zaznaczone na tablicy I. Prawie pełny profil wulkanitów jest dostępny w dwóch wielkich kamieniołomach, znajdujących się blisko spągu obydwu potoków lawowych. W związku z badaniami geologicznymi przeprowadzonymi tu przez S. Kozłowskiego (1958b) utwory te zostały przebite czterema otworami wiertniczymi, uzupełniającymi dostępne w kamieniołomach przekroje obu elementów erupcyjnych.

Profile litologiczne obu potoków lawowych zestawiała H. Dziedzicowa (1958), opierając się na badaniach mikroskopowych tych skał i 11 nowych analizach chemicznych wykonanych przez dr H. Pendiasa.

Profile te wraz z przekrojem poprzecznym przez potoki lawowe, według S. Kozłowskiego (1958b), przedstawiono na figurze 5. Widać na niej, że większość wulkanitów reprezentują zmiennie zabityzowane skały typu dolerytów kwarcowych o pierwotnym chemizmie ryobazaltów, które H. Dziedzicowa nazwała spilitami. Spągowe i stropowe partie potoków są zbudowane ze skał silnie szklistych o miąższości około 8 m, świadczące o szybkim krzepnięciu lawy w zewnętrznych strefach potoku. Ich ciemne minerały uległy gruntownym przeobrażeniom, a plagioklasy doznały silnej albityzacji.

cji (tab. 8, anal. 9, porównaj fig. 5). Wyżej skały te przechodzą w serię świeższych dole-rytów o maksymalnej miąższości około 20 m (w profilu otworu 76 na fig. 5b brak ich zupełnie), a dalej aż do samego stropu — w skały po części lub całkowicie załbityzowane. Zdaniem autorki, krystalizacja plagioklazów i piroksenów była podczas erupcji znacznie zaawansowana, na co wskazuje doskonały rozwój listewek plagioklazów oraz obecność pseudomorfoz po piroksenach i oliwinach w spągowych i stropowych partiach wylewu.

Trachybazalty Świerków są prawie identyczne ze swymi odpowiednikami stratygraficznymi z Rybnicy i Łomnicy. Wyróżniają się one tylko większą ilością zmienionego szkliwa i doskonalszym rozwojem skalenia potasowych, zwłaszcza w skałach z głębszych odsłoneń obu kamieniołomów. W ścianach kamieniołomów zaznacza się wyraźnie cios słupowy trachybazaltów (fig. 6) wywołany dwiema powierzchniami chłodzenia lawy: dolną i górną.

Megaskopowo skały te cechuje drobnoziarnista (0,5—1,2 mm) struktura afirowa oraz tekstura masywna. Niezmiernie rzadko zawierają one tabliczkowe fenokryształy labradoru o długości około 2 mm, częściowo skarbonatyzowane. Świeże odmiany tych wulkanitów są ciemnoszare z delikatnymi plamkami jasnych skalenia. Posługując się lupą można rozpoznać na ich połyskujących powierzchniach wypukłe skupienia matowego palagonitu barwy brązowej lub szarzielonej. W wulkanitach tych panuje struktura intersertalna, z przejściem do struktur hialoofitowych w spągowych i stropowych partiach wylewu. Tekstura jest przeważnie słabo kierunkowa. W najniższym poziomie wydobywczym północnego kamieniołomu (oznaczonym w przekroju na fig. 5a cyfrą rzymską I), znajdującym się na wysokości około 50 m od spągu pokrywy, wulkanity wykazują budowę intersertalną (pl. VII, fot. 1, 2).

Plagioklasy są rozwinięte w formie szerokich listewek o zmiennej zawartości anortytu. Dominuje wśród nich labrador An_{53} — An_{54} , rzadziej An_{59} , albo andezyn An_{33} — An_{37} , An_{45} — An_{47} . Mikrolity interstycjów są przeważnie uboższe w anortyt, wykazując skład oligoklazów An_{27} — An_{29} i andezynu An_{33} — An_{41} , czasem labradoru An_{54} . Plagioklasy często są zbudowane pasowo o normalnym następcie pasów: 51, 43, 31% mol. An, 54 — 37% mol. An lub z rekurencją, przeważnie o bardzo gęstym rozwoju pasów, nie nadających się do dokładniejszej identyfikacji optycznej. Niektóre jądra labradoru An_{57} są otoczone na przemian obwódkami andezynu An_{42} i labradoru An_{53} .

Skaleń potasowy o cechach optycznych ortoklazów zawiera około 22% mol. cząsteczki albitowej. Udział sodu w strukturze ortoklazów jest na pewno zmienny, skoro zdarza się w nich budowa pasowa (kąty $2V_{\gamma}$ w jądrze 61° , a w obwódce o niższym od jądra reliefie — 45°). Własności optyczne tych skalenia podano w tabeli 27. Bardziej pełne i szerokie obwódki ortoklazów występują przeważnie na mikrolitach interstycjalnych plagioklazów. Wszędzie wiadać, że krystalizacja tego minerału była uzależniona od wolnej przestrzeni między wydzielonymi wcześniej składnikami skały. Najswobodniej krystalizował się ortoklaz na ściankach (010) plagioklazów, zamykających przestrzenie interstycjalne (fig. 8). Natomiast brak jest tego składnika w tych miejscach, gdzie

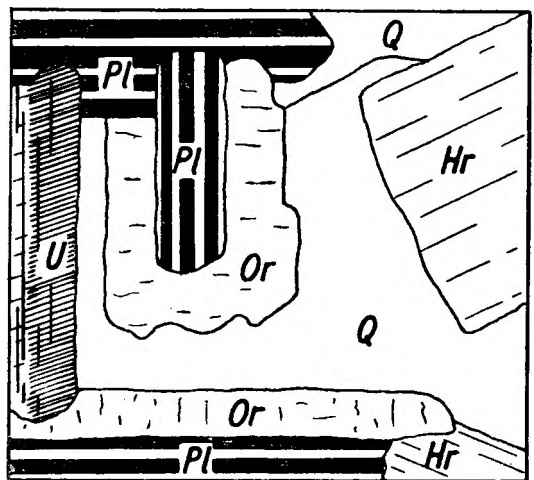


Fig. 8
Obwódki ortoklazów (Or) na listewkach plagioklazów (Pl) w trachybazaltach ze Świerków
Hr — hornblenda, Q — kwarc, U — uralit

Orthoclase rims (Or) around plagioclase laths (Pl) in trachybasalts from Swierki
Hr — hornblende, Q — quartz, U — uranite

listewki plagioklazu ściśle do siebie przylegały. W niektórych miejscach substancja ortoklazowa odkładała się na brzegach pseudomorfoz po oliwinach (może wtedy oliwin jeszcze nie był przeobrażony) i po piroksenach. Skaleń potasowy również tworzy granofirowe przerosty z kwarcem wypełniające interstycja.

Pirokseny występują w anedralnych ziarnach i subhedralnych słupkach, nierzadko zbliżniaczonych według (100). Oprócz łupliwości słupowej zaznacza się w nich dość gęsta odzielność podstawowa (001) i gorzej zarysowująca się według (100). Minerale te są często zbudowane pasowo. Jądra prawie jednoosiowego pigeonitu ($2V_{\gamma} \approx 0^{\circ}$) są obrośnięte *augitem diopsydowym* ($2V_{\gamma} = 45$ — $48,5^{\circ}$). Pigeonit

i augit występują również w oddzielnych ziarnach. W ortoskopie obraz obu minerałów jest dla oka jednakowy i dlatego nie można zorientować się dokładnie w zmienności ich cech optycznych ($c \wedge \gamma = 37-41^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,027$).

Podobnie jak w lawach Łomnicy i Rybnicy pirokseny są w niektórych partiach skalnych częściowo lub całkowicie przeobrażone w brązowożółtawą odmianę *hornblendy* ($c \wedge \gamma = 20^\circ$). Do późniejszych utworów należy zapewne *uralit*, który wykazuje barwę zielonoszarą (γ) do żółtawej (α) albo też bywa zupełnie bezbarwny. Włókna uralitu są ułożone zgodnie z kierunkiem oddzielności podstawowej piroksenów. Wydaje się, że bardziej podatnym na uralityzację był *pigeonit*, gdyż spotyka się pseudomorfozy uralitowe otoczone piroksenem, tworzące zespoły podobne do przedstawionego na figurze 9a.

W kilku próbkach z II progu kamieniołomu napotkano pseudomorfozy *biotytu* z reliktowym uralitem. Mineral ten już zauważyli L. Milch i G. Alaschewski (1925), uważając że jest on bardzo podobny do tego łyszczyku. Cechuje go silny pleochroizm o schemacie $\alpha < \beta \approx \gamma$ w barwach: ciemnozielonej (γ) lub ciemnooliwkowej do żółtawoszarej (α) oraz silna dwójłomność 0,06—0,07 i bardzo mały kąt osi optycznych ($2V_\alpha \approx 0^\circ$).

W wielu pseudomorfozach biotytowych przebiega gęsty układ rys pouralitowych, zgodnych z łupliwością podstawową otaczających je piroksenów (fig. 9a). Charakterystyczne jest przy tym, że równoległe do łupliwości słupowej (110), piroksenów, a miejscami — zwłaszcza w centralnej części pseudomorfozy — zarysowuje się gęsta łupliwość blaszkowa biotytu (001). W I progu w jednej z pseudomorfoz utworzonych z bezbarwnego uralitu (fig. 9b) stwierdzono, że w środkowej części jest ona silnie zielonoszara i pleochroiczna, wyróżniająca się wyższą dwójłomnością od uralitu. W tej strefie ukośnie do włókien uralitu zaznacza się gęsta łupliwość blaszkowa, odpowiadająca

swym kierunkiem maksymalnej absorpcji. Istnieje wreszcie szereg pseudomorfoz zbudowanych z „gotowego” biotytu (fig. 9c) o wyraźnej łupliwości blaszkowej (001), z zachowanym jeszcze gdzieś układem równoległych rys przypominającym, że kiedyś był to piroksen (prawdopodobnie *pigeonit*), który przeobraził się w krótkotrwały uralit, a ten z kolei przemienił się w trwały biotyt.

Oliwiny są całkowicie przeobrażone w agregat silnie dwójłomnych blaszek zielonego lub żółtawobrazowego *iddingsytu* (pl. VII, fot. 2) o dużym kącie osi optycznych $2V_\alpha$. Niektóre z nich zastępuje izotropowy, zielony *palagonit*, o małym $n_D = 1,507$, oraz romboedry *dolomitu*.

Akcesoryczne minerały reprezentują: *tytanomagnetyt*, *ilmenit* (?), *apatyt*, *kalcyt* i bardzo rzadko *cyrkon*.

Część interstycjów wypełnia izotropowy, zielonoszary *palagonit* ($n_D = 1,480-1,510 \pm 0,001$), przechodzący miejscami w tak samo zabarwiony *chloryt*, lub wyróżniający się wysoką dwójłomnością żółtawozielony *seladonit*.

Przybliżony ilościowy skład minerałów omówionych skał świeżych zestawiono w tabeli 7 (kolumny 17—19).

W wyższych partiach odsłoneń obu kamieniołomów obserwuje się coraz wyższy stopień przeobrażenia piroksenów w agregaty chlorytu i węglanów oraz potęgującą się albityzację skałeni. Mimo tego w najwyższych odsłoneciach północnego kamieniołomu (poziom IV i w zachodniej ścianie V), miejscami zachowały się skały o zupełnie świeżych skałeniach. Ich plagioklasy nie różnią się swym składem od skałeni z najniższego poziomu, a skałenie potasowe wskutek szybkiego krzepnięcia lawy nie zdołały się rozwinąć w postaci obwódek i samodzielnych osobników. Większość ich kryje się z kwarcem w intersertalnym i hialoofitowym tle skalnym, przerośniętym chlorytem (tab. 7, kolumna 21).

Analizy chemiczne trachybazaltów ze Świerków zestawiono w tabeli 8 (normatywny skład

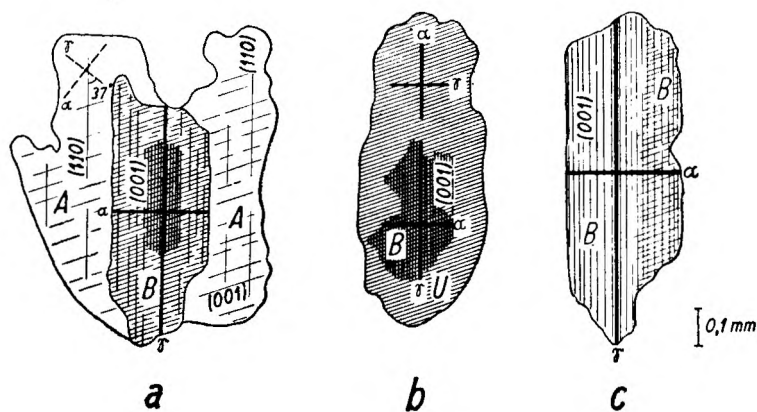


Fig. 9

Pseudomorfozy biotytowe (a, c) i uralitowo-biotytowe (b) po jednoskośnych piroksenach w trachybazaltach ze Świerków

A — augit, B — biotyt, U — uralit

Biotite- (a, c) and biotite-uralite pseudomorphs (b) after clinopyroxenes in trachybasalts from Świerki

A — augite, B — biotite, U — uralite

Tabela 7

Skład mineralny trachybazaltów ze Świerków i Tłumaczowa w % obj.
Mineral composition of the Świerki and Tłumaczów trachybasalts (vol. per cent)

Nr analizy	17	18	19	20	21	22
Plagioklaz	44,3	46,9	40,2	37,0 (2,2)*	52,8	38,0
Ortoklaz	10,4	12,3	15,8	10,4	—	—
Piroksen jednoskośny	13,6	14,7	3,4	—	—	—
Pseudomorfozy po piroksenach:						
Hornblenda ziarnista	0,4	0,7	0,1	—	—	—
Uralit	0,4	—	—	—	—	—
Biotyt	—	—	8,5	—	—	—
Chloryt	—	—	—	15,2	4,0	—
Pseudomorfozy po oliwinie	3,8	2,3	2,5	2,1	3,6	—
Tlenki żelaza i tytanu	5,5	4,4	3,8	3,8	7,2	2,0
Iron and titanium ores						
Apatyt	1,3	1,4	1,5	1,6	—	—
Węglany	2,7	1,1	6,8	7,7	16,7**	11,0
Carbonate						
Chloryt	—	—	—	10,3	—	8,0
Kwarc	2,4	6,4	7,6	7,2	—	—
Mezostazis:						
Skaleń potasowy + kwarc	7,8	2,2	—	4,7	—	—
Potassium feldspar + quartz					15,7	41,0
Chloryt	—	—	—	—	—	—
Palagonit	7,4	7,6	9,8	—	—	—

* Relikty zasadowych plagioklazów.
Relicts of basic plagioclases.

** Główny składnik pseudomorfoz po minerałach ciemnych.
The main component of the pseudomorphs after mafic minerals.

Lokalizacja próbek w kamieniołomie północnym w Świerkach — localization of samples in the northern quarry at Świerki (Figs. 4, 5a, 16):

17, 18 — I poziom wydobywczy. Średnia 8 analiz mikrometrycznych.

Ith drawing level. Average values of 8 micrometric analyses.

19 — II poziom wydobywczy. Średnia 8 analiz mikrometrycznych.

IInd drawing level. Average values of 8 micrometric analyses.

20 — III poziom wydobywczy. Trachybazalt zalbityzowany. Średnia 3 analiz mikrometrycznych.

IIIrd drawing level. Albitized trachybasalt. Average values of 3 analyses.

21 — IV poziom wydobywczy. Średnia 2 analiz mikrometrycznych. IVth drawing level. Average values of 2 micrometric analyses.

22 — trachybazalt częściowo zalbityzowany (odsl. 98 fig. 16). Partly albitized trachybasalt (outcr. 98 Fig. 16).

mineralny w tabeli 9), w której uszeregowano je według malejącej pozycji tlenku wapnia, w osobnych kolumnach dla północnego i południowego kamieniołomu. Z analiz chemicznych świeżych trachybazaltów (anal. 11, 22, 23) wynika, że ich skład wiele nie odbiega od chemizmu ich odpowiedników z Rybnicy i Łomnicy (tab. 4). W tych ostatnich uwidacznia się większa zawartość normatywnego albitu, a niższa anortytu. Mniejszy stosunek albitu do anortytu w skałach ze Świerków powoduje, że ich normatywne plagioklasy są przeciętnie silniej wapienne. Najprawdopodobniej różnice te wynikają przede wszystkim z większego udziału ilościowego labradoru w trachybazaltach Świerków niż ma to miejsce w wulkanitach z Rybnicy i Łomnicy. Charakterystyczne, że już skały świeże i to z najgłębszych odsłoneń

zawierają drobne, a niekiedy większe ilości węglanów (por. anal. 10, 22 i 23 na wykresie — fig. 10) tworzących wprysnięcia głównie w pseudomorfozach uralitowych po piroksenach i w interstycjach skalnych.

Trachybazalty zalbityzowane

W wyższych poziomach potoków lawowych wulkanity Świerków tracą na ogół swą świeżość i jasność, przybierając barwę zielonawą, brunatną aż do szaroróżowej. Odmiany skalne ze świeżymi skaleniami występują jeszcze w II progu wydobywczym (fig. 5a), lecz ich pirokseny są już silnie zuralityzowane lub zastąpione wtórnym biotytym. W III progu wydobywczym obserwujemy plagioklasy częściowo zalbityzowane. Większość listewek przenikają

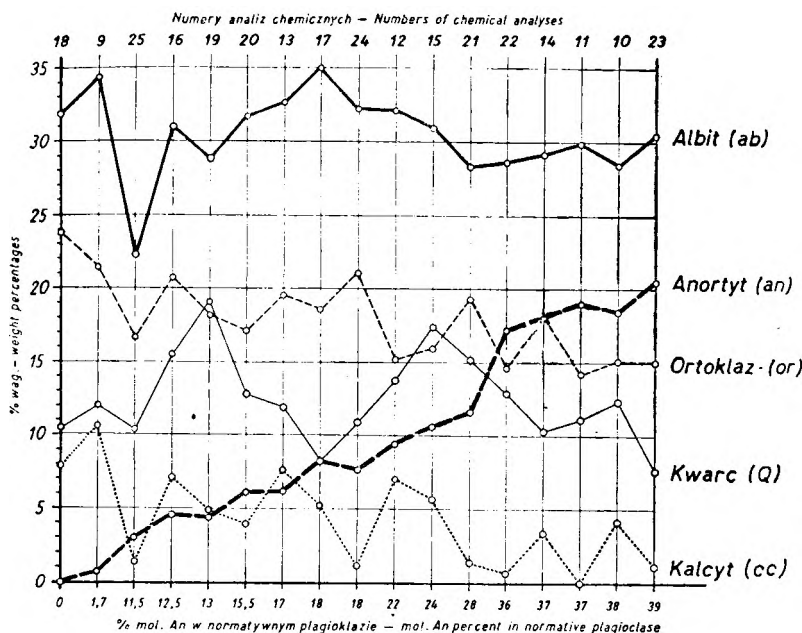


Fig. 10

Wykres zmienności niektórych minerałów normatywnych w chemicznie zanalizowanych trachybazaltach ze Świerków

Variation diagram of some normative minerals in chemically analysed trachybasalts from Świerki

nieregularnie żyłki lub plamki albitu (pl. VIII, fot. 1), a tylko andezyn gdzieś zachował się dobrze (tab. 7, anal. 20).

W całym zbadanym profilu trachybazaltów z obu kamieniołomów zakres zmienności anortytu w pierwotnych plagioklazach i ich reliktach w skałach zalbityzowanych utrzymuje się w jednakowych granicach. Powstały w nich albit wykazuje skład $An_0 - An_4$.

W tabeli 8 zestawiono 12 analiz chemicznych wulkanitów w zmiennych stadiach albityzacji, pochodzących z różnych partii potoków lawowych w Świerkach, zaczerpniętych z publikacji L. Milcha, G. Alaschewskiego (1925), S. Kozłowski (1958b) i H. Dziedzicowej (1958). Minerale główne występujące w zanalizowanych skałach zestawiono w tabeli 10. W pozycjach minerałów normatywnych tych skał (tab. 9) rzuca się w oczy brak normatywnego diopsydu, mała ilość anortytu, zazwyczaj duża ilość kalcytu, hematytu, korundu oraz znaczne wahania w zasadowości normatywnego plagioklazu. Na wykresie (fig. 10) widać stopniowy spadek zawartości normatywnego anortytu w skałach coraz bardziej zalbityzowanych, gdy normatywny albit i kalcyt nie wykazują konsekwentnej zmienności. Zmienna zawartość anortytu w plagioklazach normatywnych wynika przede wszystkim z nierównomiernego zaawansowania procesów albityzacji w tych ska-

łach i wyraża średnią wartość liczbową wynikającą z proporcji norm albitu i anortytu, związanego w jeszcze nie przeobrażonych rzeczywistych plagioklazach zasadowych i powstałych z nich albitach.

Normatywny korund przeważnie wchodzi w skład chlorytów, a w bardziej zmienionych wulkanitach uczestniczy też w budowie minerałów ilastych (hydromiki). Natomiast wzrost normatywnego kwarcu w niektórych takich skałach tłumaczy zjawiska sylikfikacji albitów, zauważone również przez H. Dziedzicową (1958).

Chloryt występuje w odmianach silnie zielonych stowarzyszonych z bledszym penninem. Gromadzi się on zwłaszcza w obwódkach ortoklazów, przy czym łuseczki chlorytu są często ułożone prostopadle do ściany (010) listewek plagioklazów. W wielu przekrojach widać, że blaszki chlorytu infiltrują szczeliny łupliwości obu zrosniętych skaleni, sprawiając wrażenie lokalnego wypierania substancji skaleniowej. Tego rodzaju penetracje chlorytowe — lecz na mniejszą skalę — są już znane w świeżych skaleniach wulkanitów z najgłębszych odsłoneń starego i nowego kamieniołomu. Widać to szczególnie wyraźnie w poprzecznych do [100] przekrojach krystalograficznie zgodnych zrostów ortoklazu i plagioklazu, gdzie większe

Tabela 9

Normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) trachybazaltów ze Świerków, Krajanowa i Tłumaczowa w % wag.
 Mineral norm composition of the Świerki-, Krajanów- and Tłumaczów trachybasalts in weight percentages

Nr analizy	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Kwarc (Q)	12,1	12,3	11,2	13,7	11,9	10,3	17,4	15,3	8,1	10,6	19,1	12,7	15,2	12,8	7,5	10,9	10,3	21,9	13,3
Korund (C)	2,9	1,0	—	2,7	2,4	0,3	2,2	3,4	3,9	4,5	2,8	3,5	2,8	—	—	4,3	8,5	5,0	2,7
Ortoklaz (or)	21,3	15,1	14,2	15,2	19,5	18,0	15,8	20,6	18,6	23,7	18,2	17,0	19,3	14,5	14,9	21,1	16,7	12,2	13,9
Albit (ab)	34,2	28,4	29,8	32,0	32,5	29,1	30,9	30,5	34,8	31,9	28,7	31,6	28,3	28,6	30,3	32,2	22,2	33,9	33,0
Anortyt (an)	0,6	18,3	18,9	9,4	6,1	18,2	10,6	4,6	8,1	—	4,4	6,1	11,6	17,1	20,4	7,5	3,0	3,5	17,5
ΣSal	71,1	75,1	74,1	73,0	72,4	75,9	76,9	74,4	73,5	70,7	73,2	70,9	77,2	73,0	73,1	76,1	60,7	76,5	80,4
CaSiO ₃	—	—	4,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,4	2,4	—	—	—	—
MgSiO ₃ } (di)	—	—	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,0	1,4	—	—	—	—
FeSiO ₃ }	—	—	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	0,9	—	—	—	—
MgSiO ₃ } (hy)	8,0	7,3	4,4	7,6	7,1	6,7	5,6	6,2	6,9	8,5	7,5	9,8	6,8	4,0	6,3	9,7	16,0	7,6	5,7
FeSiO ₃ }	—	3,5	1,6	—	—	3,7	—	—	—	—	—	—	—	1,4	4,3	—	—	—	—
Magnetyt (mt)	—	3,4	6,8	0,6	—	3,7	—	—	6,4	—	—	0,6	2,8	6,4	4,3	0,3	8,1	—	6,2
Ilmenit (il)	2,0	3,2	2,0	3,0	1,7	3,0	1,4	1,0	2,6	2,1	2,3	2,9	2,9	2,1	2,8	2,8	3,1	0,9	1,5
Hematyt (hm)	6,4	—	—	6,6	7,9	—	7,7	8,8	1,0	7,4	8,1	7,4	4,5	—	—	4,9	4,0	5,7	2,7
Rutyl (ru)	0,2	—	—	—	0,9	—	0,9	1,0	—	0,4	0,3	—	—	—	—	—	—	0,5	—
Apatyt (ap)	1,1	1,0	1,3	1,0	1,1	0,9	1,4	1,2	1,1	1,1	1,2	1,4	1,1	1,2	0,9	0,8	0,7	1,1	0,3
Kalcyt (cc)	10,7	4,2	ślady	7,1	7,7	3,4	5,7	7,1	5,2	7,6*	4,9	3,8	1,3	0,6	1,0	1,0	1,2	4,2	—
ΣFem	28,4	22,6	24,2	25,9	26,4	21,4	22,7	25,3	23,2	27,1	24,3	25,9	19,4	24,2	24,3	19,5	33,1	20,0	16,4
Sal + Fem	99,5	97,7	98,3	98,9	98,8	97,3	99,6	99,7	96,7	97,8	97,5	96,8	96,6	97,2	97,4	95,6	93,8	96,5	96,8
% mol. An w plag. norm.	1,7	38	37	22	17	37	24	12,5	18	0	13	15,5	28	36	39	18	11,5	9	33

* Niedomiar wapnia zrównoważono magnezem, obliczając kalcyt o zawartości ok. 4% mol. magnezytu.
 Analizy chemiczne podano w tabeli 8. The chemical analyses are reported in Tab. 8.

Tabela 10

Główne składniki mineralne chemicznie zanalizowanych trachybazaltów ze Świerków, Krajanowa i Tłumaczowa
The main mineral components of chemically analysed trachybasalts from Świerki, Krajanów and Tłumaczów

Nr anali- zy	Plagioklasy Plagioclases		Ortoklaz Orthoclase	Kwarc Quartz	Piro- kseny Pyro- xenes	Tlenki Fe, Ti Fe, Ti oxides	Chloryt Chlorite	Hematyt Hematite	Kalcyt Calcite
	pierwotne primary	albit albite							
11	+	—	+	wg H. Dzierżycowej (1958)			—	—	ślady traces
12	relikty relicts	+	+	+	+	+	+	+	+
13	—	+	+	+	—	—	+	+	+
15	relikty relicts	+	+	+	—	—	+	+	+
16	—	+	+	+	—	—	+	+	+
18	—	+	+	+	—	—	+	+	+
19	—	+	+	+	—	—	+	+	+
20	—	+	+	+	—	—	+	+	+
22	+	—	+	+	+	+	—	—	+
26	—	+	+	+	wg autora			+	+
27	relikty relicts	+	+	+	—	+	+	+	+
wg L. Milcha & G. Alaschewskiego (1925)									
Skalenie — feldspars			Pirokseny — pyroxenes						Węglany carbonate
	świeże fresh	przeobrażone altered	świeże fresh	przeobrażone w: altered to:					
10	+	—	—	chloryt, kalcyt, kwarc — chlorite, calcite, quartz			+		
14	przeważnie mainly	+	—	chloryt, „biotyt“ — chlorite, „biotite“			+		
17	częściowo partially	częściowo partially	—	chloryt, serpentyn, węglany, tlenki żelaza — chlorite, serpentine, carbonate, iron oxides			+		
23	—	—	przeważnie mainly	„biotyt“, chloryt — „biotite“, chlorite			+		
24	—	+	—	„biotyt“ tlenki żelaza — „biotite“, iron oxides			+		
25	+	+	+	chloryt, tlenki żelaza — chlorite, iron oxides			+		

blaszki chlorytu przenikają szczeliny łupliwości (001) obu skaleni.

Skalenie potasowe wykazują w całym przekroju potoku lawowego ten sam zakres zmienności cech optycznych (tab. 27).

W skałach zalbityzowanych pospolitym składnikiem jest kalcyt, lecz zdarza się również dolomit. Minerale te wypełniają pseudomorfozy po minerałach ciemnych, interstycja i przerastają również skalenie. Z natężeniem albityzacji udział tych składników na ogół wzrasta. Wynika to również ze związku między zasadowością normatywnego plagioklazu a ilością normatywnego kalcytu (tab. 9). Mimo to istnieją również wulkanity silnie zalbityzowane prawie bez węglanów (anal. 25) i skały o świeżych skaleniach z dużą ilością węglanów, co trafia się zwłaszcza w stropie pokry-

wy lawowej, gdzie miejscami ocalały one przed albityzacją.

W wyższych odsłonięciach wulkanitów chloryt przeważnie ustępuje ilościowo hematytowi, który w pewnej mierze powstał wskutek utlenienia żelaza dwuwartościowego z chlorytu i magnetytu.

Niezależnie od ogólnego wzrostu albityzacji w kierunku stropu potoku lawowego spotykamy także i w najgłębszych odsłonięciach wulkanity prawie doszczętnie zalbityzowane oraz niemal świeże skały w najwyższym progu wydobywczym północnego kamieniołomu. Świadczy to o pewnej nieprawidłowości w rozkładzie procesów albityzacyjnych, uwarunkowanych w niektórych miejscach lokalnym oddziaływaniem składników lotnych, przy ogólnej tylko tendencji do nasilania się ich aktywności ku

stropowi. Zjawisko to widzimy również w profilach potoków lawowych H. Dziedzicowej (1958) na figurze 5b. Nawet gruntownie zalbityzowane skały (np. anal. 9 w tabelach 8—10) występują w spągu wylewu, osiągając w profilu miąższości około 8 m (op. cit.).

Ten fakt jak również wyżej wspomniane nieprawidłowości w występowaniu obok siebie w profilu skał zalbityzowanych i świeżych nasuwają wniosek, że procesy te — podobnie jak w wulkanitach z kamieniołomu Rybnicy — odbywały się bardzo późno, tzn. już po skrzepnięciu lawy i utworzeniu się w niej szczelin kontrakcyjnych, sprzyjających migracji bardzo aktywnych roztworów termalnych. Za taką genezą skał zalbityzowanych przemawiają również liczne żyłki (od paru mikronów do kilku milimetrów grubości) przenikające skały zalbityzowane. H. Dziedzicowa stwierdziła w nich różne asocjacje mineralne, jak: hematyt + kalcyt + kwarc, chloryt + kalcyt + kwarc, chloryt + kalcyt, chloryt + kwarc oraz żyły monomineralne wypełnione hematytem, kalcytem, albitem i kwarcem. Niektóre żyłki tworzy inna parageneza, a mianowicie kwarcu, skaleń potasowego i 0,5 mm kryształków albitu. W tych utworach albity są świeże i, w przeciwieństwie do tych samych minerałów ze skał zalbityzowanych, nie zawierają żadnych wrostków. W tych żyłkach H. Dziedzicowa słusznie upatruje ostatnie etapy działalności roztworów hydrotermalnych, które spowodowały głębokie przemiany trachybazaltów ze Świerków.

Według tej autorki albityzacja plagioklazów dokonała się w końcowej fazie rozwoju wulkanitów wskutek metasomatycznych reakcji, polegających na uwalnianiu wapnia z pierwotnych skaleń i wiązaniu go z dwutlenkiem węgla w kalcyt. Ponadto sugeruje ona, że albityzacja nastąpiła jeszcze przed krystalizacją skaleń potasowego, któremu mimo to przypisuje charakter pierwotny. Zasadniczym jej argumentem dla takiej kolejności zjawisk minerogenicznych w skałach zalbityzowanych są widoczne gdzieś zjawiska korozji albitu przez skaleń potasowy, narastanie tego ostatniego wokół pseudomorfoz chlorytowo-hematytowych po minerałach ciemnych oraz obecność wrostków chlorytu i hematytu w skaleń potasowych.

Wrostki chlorytu w wielu skaleń potasowych, a zwłaszcza w ich obwódkach na listewkach albitu i labradoru wyglądają istotnie tak, jakby były okładowane podczas krystalizacji skaleń. Z drugiej strony jednak często się obserwuje, że chloryt wyraźnie wnika w obwódki ortoklazów i jednocześnie w otoczone nimi listewki albitu lub pierwotnego plagioklazów zasadowego. Nie można jednak zaprze-

czyć, że przynajmniej część chlorytu znalazła się w skaleń potasowych jeszcze przed albityzacją plagioklazów i przetrwała późniejszy okres zmiany ich składu. Dotyczy to też obwódek skaleń potasowych na pseudomorfozach po minerałach ciemnych, gdyż podobne fakty obserwuje się w skałach nie zalbityzowanych na pseudomorfozach uralitowych po piroksenach.

Spotykane nieraz doszczętnie zalbityzowane plagioklasy z obwódkami nienaruszonego ortoklazów nie świadczą bynajmniej, że skaleń potasowy obrósł je dopiero po albityzacji. Takie stosunki są znane również z kamieniołomu w Rybnicy, gdzie niewątpliwie albityzacja zachodziła po krystalizacji ortoklazów. Mamy tu do czynienia z obrazami pozornymi, wywołanymi przypadkowymi przekrojami w szlifach mikroskopowych. W rzeczywistości plagioklasy na pewno nie są całkowicie osłonięte skaleń potasowymi, gdyż inaczej nie można by sobie wyobrazić wymiany elementów chemicznych podczas albityzacji plagioklazów przy braku przejawów pertytyzacji w obrastającym go ortoklazie.

Najbardziej przekonującym dowodem na rozwój albityzacji dopiero po utworzeniu się skaleń potasowych jest współwystępowanie w najniższych i najwyższych odsłonięciach pokrywy skał zarówno świeżych, jak i silnie zalbityzowanych, o identycznej strukturze. Skaleń potasowe w jednych i drugich odmianach mają identyczne cechy morfologiczne i optyczne.

Dawniej wiązano albityzację plagioklazów w wulkanitach ze Świerków a także i Głuszycy z procesami wietrzenia. Wyrazicielami takiego poglądu byli L. Milch i G. Alaschewski (1925), którzy zbadali chemicznie i mikroskopowo szereg odmian skalnych od najbardziej świeżych aż do zupełnie zwietrzałych, przechodzących w stan gleby. Na podstawie badań chemicznych stwierdzili oni, że na ogół z postępowaniem wietrzenia ubywa w skałach wapń przy prawie nie zmieniającej się zawartości alkaliów i magnezu oraz przy jednoczesnym utlenieniu się żelaza dwuwartościowego (por. analizy 14 i 21 oraz 23 i 24 w tabelach 8—10). Obserwacje mikroskopowe doprowadziły autorów do wniosku, że niska zawartość wapnia w zwietrzałych skałach jest spowodowana odwapnieniem („Entkalkung”) plagioklazów i piroksenów wskutek ich chlorytyzacji.

Wśród skaleń nie zdołali oni rozpoznać albitu, stwierdzając jedynie, że wapń musiał bezwarunkowo z nich ustąpić, skoro kontrolowane równoległymi oznaczeniami analizy chemiczne wykazują tak niską ilość składnika wapiennego, a poza drobną ilością węglanów

nie widać w skaleniach żadnych nowych minerałów wapniowych (najmniejszą ilość CaO 1,61% wag. wykazali autorzy w skałach masywnych, a w piaszczystej frakcji skalnej poniżej 1 mm — tylko 0,50% wag.). Nadmienili oni jedynie, że plagioklasy nawet silnie odwapnionych wulkanitów odznaczają się przezroczystością oraz dobrze zachowanymi prążkami bliźniaczymi, mimo że przerasta je chloryt albo też widać w nich nisko łamiące światło płamki. Te ostatnie zapewne były nie zauważonymi przez Milcha i Alaschewskiego albitami, wyróżniającymi się swym niskim reliefem wśród częściowo jeszcze zachowanych zasadowych plagioklazów.

Jakkolwiek poglądy o wietrzeniowej naturze odwapnienia plagioklazów i piroksenów są już dzisiaj nieaktualne, na co już wskazała H. Dziedzicowa (1958), to z drugiej strony trzeba przyznać, że ogólne wnioski Milcha i Alaschewskiego o chemicznej zmianie składu mineralnego wulkanitów były sformułowane trafnie. Do tego zagadnienia powrócimy jeszcze w osobnym rozdziale, traktującym bardziej szczegółowo o wtórnych przemianach omówionych skał.

Krajanów i Tłumaczów

Na południe od Świerków, w okolicy Dworek, Krajanowa i Tłumaczowa trachybazalty reprezentują wylewy powierzchniowe o zmiennej miąższości, w stropowych partiach często rozwinięte migdałowcowo (Dathe 1904). We wszystkich zbadanych odsłonięciach okazały się one skałami silnie zmienionymi, na rozwoju których wywarła najsilniejsze piętno albityzacja.

Wylewy powierzchniowe w Krajanowie tworzą cienkie i płaskie pokrywy (*fide* profil C—D, fig. 4) wyklinowujące się na brzegach (Kozłowski 1958b). Ich miąższość w okolicy wsi Rudawa (fig. 16) wynosi około 35 m (Kozłowski 1963). Nieliczne odsłonięcia (89, 92, 94, 95, 97) dostarczają przeważnie skał jasnoszarych, na przełomie matowych, o megaskopowym wyglądzie silniej przeobrażonych odmian skał ze Świerków.

Trachybazalty odznaczają się dobrze rozwiniętą strukturą intersertalną do hialoofitowej z dużą ilością silnie schematyzowanego szkliwa o lokalnym wykształceniu sferolitycznym. Obfituje ono również w węglany miejscami zastąpione agregatami kwarcowymi. W niektórych interstycjach kwarcowych trafiają się euhedralne mikrolity skaleni potasowych. Mineral ten prawie całkowicie kryje się w tle skalnym. Plagioklasy zostały doszczętnie zalbityzowane, wykazując skład prawie

bezwapniennego albitu $An_0 - An_2$ ($2V_\alpha = 87-89^\circ$ i $2V = 90^\circ$). Ciemne minerały uległy całkowitej chlorytyzacji i karbonatyzacji. Ich pseudomorfozy przerasta obficie kwarc i hematyt. Identyczne skały z nielicznymi fenokryształami albitu (ok. 2 mm) znajdujemy na wschód od wsi Rudawa (odsl. 97). Albity są bezwapienne An_0 i również optycznie ujemne ($2V_\alpha = 84-88^\circ$).

O głębokich przeistoczeniach składu mineralnego tych skał świadczy również analiza chemiczna próbki (tabele 8—10, anal. 26) ze wschodniego zbocza wzgórza (749 m n.p.m.) położonego na zachód od Krajanowa (odsl. 92). Uwidacznia się to szczególnie w niskiej zawartości normatywnego anortytu (An_9), wysokiej zaś korundu i kalcytu. Korund kryje się najprawdopodobniej w chlorytach i wtórnych minerałach ilastych w skaleniach (hydromiki).

Najgłębsze odsłonięcie omawianych wulkanitów znajduje się w głównym kamieniołomie (odsl. 98) na północ od wsi Tłumaczów, dostarczającym całkowitego przekroju przez pokrywę lawową około 80 m miąższości (Kozłowski 1963). W tym kamieniołomie jest widoczny kanał erupcyjny (patrz profil na fig. 16), którym wydobywała się lawa płynąca w kierunku południowym. W strefie kontaktowej łupki ilaste piaskowca budowlanego są zaburzone, a lawa pełna jest porwaków skał osadowych.

Skały z najgłębszych wcięć kamieniołomu odznaczają się bardzo drobnym uziarnieniem, barwą szarą z odcieniem miejscami różowawym. Przeważa w nich struktura intersertalna, a tekstura masywna i kierunkowa. Dość obfite zrekrystalizowane szkliwo otacza listewki albitu An_0 ($2V_\alpha = 88-90^\circ$) z licznymi relikdami andezynu An_{45} i labradoru An_{54} , poprzerastane chlorytem, hematytem, niekiedy węglanem. Po minerałach ciemnych pozostały jedynie pseudomorfozy chlorytowe z przerostami agregatowego kwarcu i hematytu.

Pod względem chemicznym skały te są bliskie trachybazaltom Świerków (tabele 8—10, analiza 27). Niedużą ilość korundu normatywnego usprawiedliwia występujący w tych wulkanitach chloryt glinowy oraz obserwowane w skaleniach i zmienionym szkliwie drobne łuski wtórnych łyszczyków (hydromiki). Zgodnie z obserwacjami mikroskopowymi, znaczną zasadowość normatywnego plagioklazu (andezyn An_{33}) tłumaczy duża zawartość reliktdów zasadowych skaleni. Normatywny ortoklaz odpowiada prawie całkowicie skaleniom alkalicznym obfitego tła skalnego.

Tę samą strukturę wykazują zalbityzowane trachybazalty z odsłonięcia na południe od Tłumaczowa (odsl. 99), gdzie jednak skalenie są prawie całkowicie odwapnione. W albitach

$An_0 - An_2$ ($2V_\alpha = 83-90^\circ$) tylko gdzienie-gdzie ocalały resztki labradoru $An_{53} - An_{60}$, a minerały ciemne przemieniły się w agregaty chlorytu. Żółtawoszare szkliwo tych skał jest pełne przerostów kalcytu, grupującego się miejscami z chlorytem w nieregularne gniazda. Tytanomagnetyt uległ leukoksenizacji oraz częściowej hematytызacji.

Bardzo interesującym w tych skałach okazał się kalcyt o anomalii optycznej, wyrażającej się dwuosiowością. W jego ziarnach przeważa kąt osiowy $2V_\alpha$ od 9 do 14° , czasem nawet $25-26^\circ$. Wyraźnie zaznacza się w nich doskonała łupliwość romboedryczna o kącie $44-45^\circ$, odpowiadająca postaciom $r - \{1011\}$ oraz polisyntetyczne prążkowania bliźniacze romboedru $e - \{01\bar{1}2\}$.

Ilościowy skład mineralny częściowo zalbityzowanego trachybazaltu podano w tabeli 7 (analiza 22).

TRACHYBAZALTY BORÓWNA I GRZĘD

Główną partię grzbietową Gór Suchych między Kamienną Górą a Grzędami tworzą trachybazalty z podrzędnymi wtrąceniami ich odpowiedników piroklastycznych (fig. 11). Według G. Berga (1938) tworzą one potężną pokrywę złożoną z szeregu pojedynczych wylewów, oddzielonych od siebie pokładami tufów lub migdałowców, a na południe od Czarnego Boru również ilasto-piaszczystymi osadami czerwonego spagowca.

Wielka pokrywa trachybazaltów w okolicy Borówna składa się w rzeczywistości z dwóch wylewów, przewarstwionych grubą serią brunatnoczerwonych łupków i piaskowców ilastych, zapadających na południo-wschód pod kątem $25-30^\circ$ (O. Mężyk 1960).

Poziomy tufowe składają się ze skał brunatnoczerwonych, nieraz szaroróżowych, z widocznymi megaskopowo ostrokrawędzistymi okruciami silnie zmienionych wulkanitów, spojonych materiałem piaszczystym i pelitowym. Niewiele można powiedzieć o tych utworach, gdyż ich znaczny stopień zwietrzenia powoduje nieczytelność obrazu mikroskopowego. Natomiast bliższe poznanie skał wylewnych umożliwiające czynne kamieniołomy w Borównie i Grzędach, gdzie od dawna trwa eksploatacja wulkanitów na tłuczeń drogowy.

Trachybazalty z północno-wschodniej ściany kamieniołomu w Borównie (odsł. 1) są bardzo podobne w swym ofitowym wykształceniu do wulkanitów opisanych z najniższego poziomu trachybazaltów kompleksu erupcyjnego w Starym Lesieńcu (pl. II, fot. 2), Unisławiu Śl. i Sokolowsku. Najświeższe odmiany tych wulkanitów są ciemnoszare, prawie afanitowe i na

przełamie błyszczące. Mikrostruktura wulkanitów jest ofitowa, tekstura fluidalna masywna.

Plagioklasy wykazują dość stały skład labradoru $An_{51} - An_{55}$, rzadziej An_{60} lub andezynu $An_{45} - An_{47}$. Na ich listewkach skałen potasowy rozwija cienie obwódki, których brak w tych miejscach, gdzie pojkilitowo obrasta je augit diopsydowy ($c \Delta \gamma = 39^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,025$).

Augit miejscami jest silnie przeobrażony w zielonożółtą *hornblendę*, a w niektórych próbkach w zielonawy *uralit*. Oliwiny przeobraziły się całkowicie w drobnoblastkowy zespół *iddingsytu* barwy zielonoszarej o dość silnej dwójłomności, a rzadziej w włóknisty agregat *chryzotyłu*. Pseudomorfozy te są otoczone obwódkami świeżego augitu. Mineralami akcesorycznymi są: *tytanomagnetyt*, *ilmenit*, *apatyt*, *rutyl* oraz mikroziarnisty *tytanit* (?). Interstycja wypełnia silnie schlorytyzowane szkliwo, a miejscami kwarc.

W skałach tych spotyka się okrągławe próżnie ($1-4$ mm) wypełnione żółtozielonawym chlorytem (?) o małym $2V_\gamma$, rzadziej kwarcem, oraz żyłki hematytowe około 5 mm grubości. Ilościowy skład mineralny skały podano w tabeli 11 (anal. 23), a chemiczny w tabeli 12 (anal. 33).

W składzie i strukturze tych skał widzimy bardzo wiele wspólnych cech z trachybazaltami Starego Lesieńca, z wyjątkiem dwukrotnie większej pozycji dwutlenku tytanu w wulkanicie z Borówna. Przynajmniej jest to zjawisko lokalne, uwarunkowane większą koncentracją tytanomagnetytu lub ilmenitu, która jednak w mikroskopie nie zaznaczyła się w sposób wyraźny. Znaczna zgodność chemizmu tych skał wynika również z analiz chemicznych 31 i 32.

W południowo-zachodniej ścianie kamieniołomu napotkano odmiany porfirowe tych skał o bardziej intergranularnym rozwoju ła skalnego (pl. VIII, fot. 2) oraz o wyraźniej mniejszym udziale pseudomorfoz iddingsytowych po oliwinach (tab. 11, anal. 24). Obok dość licznych fenokryształów labradoru An_{62} o bardzo delikatnej budowie pasowej występowały również słupki piroksenów obecnie całkowicie schlorytyzowane i skarbonatyzowane. Budowa pasowa w fenokryształach plagioklazu ma charakter rekurencyjny o niewielkim zróżnicowaniu składu w poszczególnych pasach. W pozostałych szczegółach budowy i składu mineralnego skały te nie różnią się od swych odpowiedników ofitowych, co wynika również ze zbliżonego ich chemizmu.

Trachybazalty z kamieniołomu w Grzędach, na północnym zboczu wzgórza Czarna Skała (odsł. 6), przedstawiają pospolity typ skał intersertalnych podobnych w swym zasadniczym

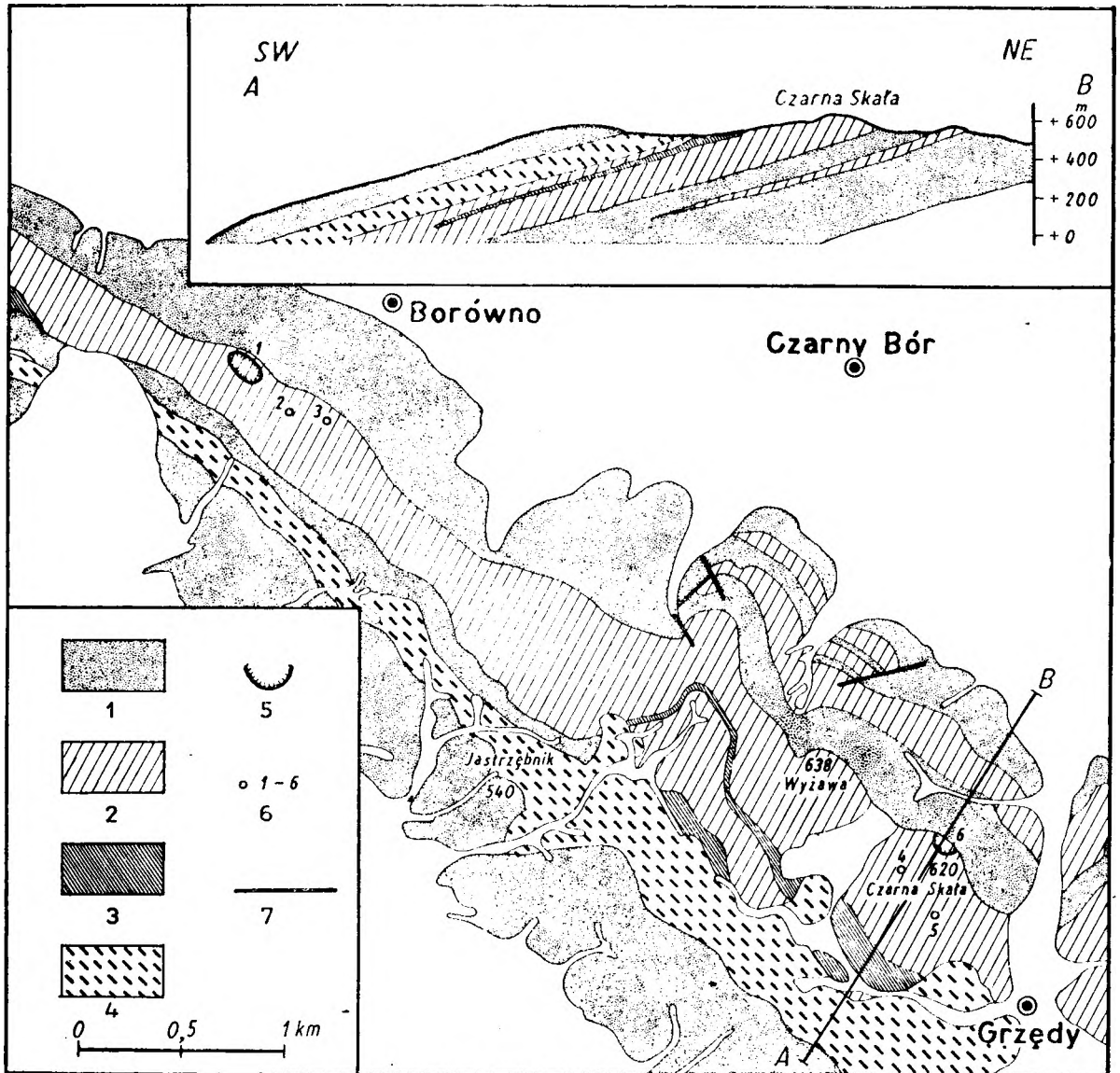


Fig. 11

Sytuacja geologiczna wulkanitów permjskich i profil A-B w północno-zachodniej części Gór Suchych wg G. Berga (1940)

1 — osady detrytyczne środkowego czerwonego spągowca, 2 — trachybazalty I cyklu wulkanicznego, 3 — tufy trachybazaltowe I cyklu wulkanicznego, 4 — tufy ryolitowe II cyklu wulkanicznego, 5 — kamieniołomy, 6 — odsłonięcia skał opisanych w tekście, 7 — uskoki

Geological setting of the Permian volcanic rocks in the north-western part of the Suchoe Mts. and geological cross-section A-B after G. Berg (1940)

1 — detrital deposits of the Middle Rotliegendes, 2 — trachybasalts of the Ith volcanic cycle, 3 — trachybasaltic tuffs of the Ith volcanic cycle, 4 — rhyolitic tuffs of the IInd volcanic cycle, 5 — quarries, 6 — outcrops referred to in the text, 7 — faults

wykształceniu do wulkanitów z Rybnicy, Łomnicy i Świerków, lecz o wyraźnie gorszym stanie zachowania. Drobne listewki plagioklastu i nieliczne fenokryształy (ok. 1 mm) wykazują skład labradoru $An_{51} - An_{54}$ i andezynu An_{48} . Z reguły obrasta je skałen potasowy, występujący również w interstycjach kwarcowych.

Oliwiny są całkowicie schlorytyzowane, a augit diopsydowy spotykany również w fenokryształach (0,6 mm) przeważnie jest zuralityzowany lub gdzieś tam przeobrażony w żółtawobrunatną hornblendę (c $\Lambda \gamma = 18^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$). Interstycja wypełnia chloryt, kwarc, a miejscami agregaty skałeni potasowy

wych z kwarcem. Ilościowy skład mineralny próbki z najgłębszego wcięcia kamieniołomu podano w tabeli 11 (anal. 25).

Tabela 11

Skład mineralny trachybazaltów z Borówna i Grzęd
w % obj.
Mineral composition of trachybasalts from Borówno
and Grzędy (vol. per cent)

Nr analizy	23	24	25
Plagioklaz	44,5	44,0	44,0
Skaleń potasowy	12,0	15,0	12,0
Potassium feldspar			
Augit diopsydowy	16,5	—	—
Pseudomorfozy po augicie:			
Hornblenda ziarnista	—	—	3,0
Uralit	—	—	11,0
Chloryt + węglany	—	5,0	—
Chlorite + carbonate			
Pseudomorfozy po oliwinie	9,0	2,0	1,0
Tlenki żelaza i tytanu	6,3	5,0	6,0
Iron and titanium ores			
Apatyt	1,1	1,0	1,0
Kalcyt	0,2	6,5	4,5
Kwarc	3,0	10,5	6,0
Mezostazis:			
Skaleń potasowy + kwarc	—	—	3,3
Potassium feldspar + quartz			
Chloryt	7,4	11,0	8,2

Lokalizacja próbek — localization of samples (Fig. 11):

- 23 — trachybazalt ofitowy z kamieniołomu 1. Ophitic trachybasalt. Quarry No. 1.
24 — trachybazalt porfirowy z kamieniołomu 1. Porphyritic trachybasalt. Quarry No. 1.
25 — trachybazalt z najgłębszej partii kamieniołomu 6. Trachybasalt from the deepest part of quarry No. 6.

Analiza 29 (tab. 12) przedstawia skład chemiczny tego rodzaju skał o zmienionych już minerałach ciemnych (duża zawartość H₂O związanej w chlorytach i amfibolach), lecz dobrze zapewne jeszcze zachowanych skaleniach. Część normatywnego albitu jest na pewno składnikiem skaleni potasowych, powodując bardziej kwaśny charakter normatywnego plagioklazu (An₃₆) niż ma to miejsce w rzeczywistym labradorze. Pewna ilość normatywnego anortytu wchodzi natomiast w skład amfiboli i reliktywów augitu.

W mniejszych partiach odsłonięcia skały są bardziej brunatne, a skalenie ich w różnym stopniu załbityzowane. Silna albityzacja niektórych trachybazaltów wynika również z analiz chemicznych (tab. 12, anal. 28 i 30) skał odsłoniętych szybkami (odsł. 5) i odwiertami (odsł. 4) na południowym i zachodnim zboczu

wzgórza Czarna Skała (Gucwa 1960). Znamienne jest również, że tego rodzaju skały, podobnie jak to widzieliśmy w Świerkach, są silnie przeobrażone nawet w głębszych częściach pokrywy. Na przykład w analizowanej 28 próbce, z głębokości 40—41 m, stwierdzono bezwapienny albit normatywny. Ciemne minerały zbadanych chemicznie skał są całkowicie przeobrażone w tlenki żelaza i kalcyt (*op. cit.*).

RYOLITY ŁOMNICY

W przeciwieństwie do trachybazaltów kwaśne lawy ryolitowe I cyklu są rozprzestrzenione na bardzo małym obszarze Gór Suchych (fig. 3). Od dawna są one znane z rejonu Łomnicy (Dathe 1904), gdzie tworzą niewielki masyw Gomólnika Małego (807 m n.p.m.) oraz północne stoki wzgórza Ostoja (719 m n.p.m.).

Występowanie ryolitów w tym rejonie wiąże się z antyklinalnym wypiętrzeniem Grzmiącej, którego oś przebiega przez środek masywu (tabl. I) Gomólnika Małego (Kozłowski 1963). Charakterystyczne, że w północnym przedłużeniu tego masywu koło Rybnicy Małej znajdują się podobne skały wylewne (G. Berg 1926), przypuszczalnie w postaci żyły około 300 m długości.

S. Kozłowski (1958b) wykazał, że ryolity Gomólnika Małego oddziela od masywu trachybazaltów Rybnicy (wzgórze Jeleniec) dość gruba seria łupków ilastych, sięgająca w okolicy Radosnej miąższość około 150 m. Zdaniem wymienionego autora lava ryolitowa wylała się na te osady, powodując ich „spieczenie” do głębokości 2 m, zaobserwowane w rowie wykopanym na przełęczy między Jeleńcem a Gomólnikiem Małym (odsł. 61). Podobne zjawiska termiczne zostały stwierdzone w zachodnim kontakcie „Grzędy” (północne zbocze Ostoi), gdzie lava ryolitowa zdeformowała łupki otaczające dając trachybazaltową (*op. cit.*).

Na północy i wschodzie pokrywa wzgórza Gomólnika Małego leży bezpośrednio na osadach piaskowca budowlanego. W analogicznej sytuacji geologicznej znajduje się druga pokrywa lawowa, wystająca spod trachybazaltów II cyklu na północnym zboczu Ostoi (fig. 3, profil A—B).

Kanał erupcyjny pokrywy Gomólnika w formie owalnego pnia znajduje się między dwiema pokrywami ryolitowymi (odsł. 63). Wypływająca tędy lava spowodowała w łupkach ilastych zmiany termiczne, poddzierając je w pobliżu kontaktu ku górze (*op. cit.*).

Zgodnie z obserwacją M. Nożanki (1958b), ryolity ze wszystkich zbadanych przez autora odsłoneń przedstawiają właściwie jednolity

Tabela 12

Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P. W.) trachybazaltów z Grzęd i Borówna w % wag.
Chemical and mineral norm composition of trachybasalts from Grzędy and Borówno in weight percentages

Nr analizy	Grzędy			Borówno		
	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	57,16	58,04	62,49	51,37	51,27	52,94
Al ₂ O ₃	13,82	15,31	14,65	15,63	15,82	15,56
Fe ₂ O ₃	2,55	3,62	9,51	5,71	4,07	6,03
FeO	5,46	5,16	0,49	7,94	9,98	4,12
MgO	2,91	1,90	1,21	3,31	3,44	3,90
CaO	4,38	4,14	1,57	6,81	6,63	6,03
Na ₂ O	4,23	3,61	2,32	3,37	3,24	3,95
K ₂ O	3,32	2,95	2,85	1,78	1,84	1,85
H ₂ O ⁺	1,39	4,09	1,59	1,33	1,29	0,94
H ₂ O ⁻	0,19		0,60	1,26	1,06	1,36
TiO ₂	1,19	0,72	1,14	1,27	1,18	3,20
P ₂ O ₅	0,45	0,56	0,29	0,38	0,41	0,70
MnO	0,13	ślady	0,11	0,15	0,16	0,11
CO ₂	3,22	—	0,96	—	—	—
SO ₃	—	0,22	—	—	—	—
Σ	100,40	100,32	99,78	100,31	100,39	100,69
d	2,72	2,683	2,62	2,83	2,84	2,866
Kwarc (Q)	13,2	14,0	36,2	4,7	2,6	7,3
Korund (C)	3,2	0,1	7,5	—	—	—
Ortoklaz (or)	19,4	17,4	16,7	10,5	10,8	10,9
Albit (ab)	35,6	29,1	19,4	28,5	27,4	33,4
Anortyt (an)	—	17,3	0,8	22,3	23,2	19,3
Tenardyt (th)	—	0,4	—	—	—	—
Σ _{Sal}	71,4	78,3	80,6	66,0	64,0	70,9
CaSiO ₃	—	—	—	3,9	3,0	2,7
MgSiO ₃	—	—	—	1,9	1,2	9,7
FeSiO ₃	—	—	—	1,9	1,9	—
MgSiO ₃	6,9	4,7	3,0	6,3	7,4	—
FeSiO ₃	5,9	5,3	—	6,2	11,4	—
Magnetyt (mt)	3,7	5,2	—	8,2	5,9	4,4
Ilmenit (il)	2,3	1,4	1,2	2,4	2,2	6,1
Hematyt (hm)	—	—	9,5	—	—	3,0
Rutyl (ru)	—	—	0,5	—	—	—
Apatyt (ap)	1,0	1,3	0,7	0,9	1,0	1,6
Kalcyt (cc)	7,6	—	2,0	—	—	—
Σ _{Fem}	27,4	17,9	16,9	31,7	34,0	27,5
Sal + Fem	98,8	96,2	97,5	97,7	98,0	98,4
% mol. An w plag. norm.	0	36	4	42	44	35

Lokalizacja próbek — localization of samples (Fig. 11):

28 — trachybazalt zalbityzowany, szary. Otwór wiertn. 4, głęb. 40—41 m. Albitized trachybasalt, gray. Bore-hole, depth 40—41 m.

29 — kamieniołom — quarry 6.

30 — trachybazalt zalbityzowany, gąbczasty, brunatnoczerwony. Szybk 5, głęb. 2 m. Sponge-like trachybasalt, albitized, brown-red. Discovery shaft 5, depth 2 m.

31 — trachybazalt świeży, ofitowy, ciemnoszary. Otwór wiertn. 2, głęb. 9,8—14,5 m. Fresh trachybasalt, ophitic, dark gray. Bore-hole 2, depth 9,8—14,5 m.

32 — trachybazalt świeży, porfirowy, ciemnoszary. Otwór wiertn. 3, głęb. 40,8—42,7 m. Fresh trachybasalt, porphyritic, dark gray. Bore-hole 3, depth 40,8—42,7 m.

33 — trachybazalt ofitowy z najniższego poziomu wydobywczego w kamieniołomie 1. Ophitic trachybasalt from the deepest drawing level in quarry 1.

Wykonawcy analiz: 28, 30—32 — laboratorium AGH (Gucwa 1960; Mężyk 1960); 29 — dr Eyme (G. Berg 1907), 33 — dr H. Pendas.

typ skały porfirowej (pl. III, fot. 2) o afanitowym rozwoju szaroróżowego tła skalnego, zawierającego dużo białawych fenokryształów ortoklazu, plagioklazu i zadymionego kwarcu, dochodzących do 15 mm średnicy. W niektórych odsłonięciach a także na płaszczyznach dużych bloków skalnych można zauważyć tekstury kierunkowe, zaznaczone mniej więcej równoległym ułożeniem fenokryształów w obfitej masie skalnej.

Tło skalne świeższych odmian porfirów jest brunatnoszare, a ich ortoklaz wskutek swej doskonałej przezroczystości staje się widoczny tylko dzięki silnemu połyskowi swych płaszczyzn łupliwości albo też czerwonemu odcieniowi rozproszonego w nim pigmentu hematytowego. Jedynie plagioklasy w tych skałach utrzymują nadal swe białawe barwy. W niektórych większych fenokryształach ortoklazu zbliżniaczenia są widoczne nawet megaskopowo.

Ortoklaz o średnim składzie $Or_{65,4}Ab_{32}An_{2,6}Cz_{0,03}$ (tab. 13, anal. 36) występuje w euhedralnych tabliczkach o zaokrąglonych często narożach (Nowakowski 1959). Bywa on kilkakrotnie zresorbowany i potem ponownie zregenerowa-

ny. Trafiają się, zwłaszcza w pobliżu komina erupcyjnego (odst. 63), przejściowe odmiany tego skalenia do sanidynów niższych temperatur o $2V_{\alpha} = 16-18^{\circ}$ (własności optyczne podano w tabeli 27). Na obecność sanidynów w omawianych skałach zwracała już dawno uwagę M. Nożanka (1958a, b). Niekiedy ortoklasy są otoczone nieregularnymi obwódkami albitu, lecz bywa też obserwowane zjawisko odwrotne.

Plagioklasy o składzie albitu $An_2 - An_5$, rzadziej oligoklazu An_{26} występują w tabliczkach i listewkach również o narożach zaokrąglonych, przeważnie gorzej od ortoklazu zachowanych. Albit, podobnie jak w zalbityzowanych trachybazaltach, jest optycznie ujemny ($2V_{\alpha} = 88,5^{\circ}$) nieraz słabo dodatni ($2V_{\gamma} = 88^{\circ}$) lub neutralny. Zdarza się, że tabliczki albitu przerastają się wzajemnie z anhedralnymi ziarnami świeżego oligoklazu.

Kwarc jest zazwyczaj silnie skorodowany. Głębokie zatoki korozyjne wypełnia w nim zrekrytalizowane szkliwo. Tylko miejscami zachowały się euhedralne formy kwarców dwupiramidalnych.

Ciemne minerały były niegdyś płytkami biotytowymi, których szczątki ocalały jeszcze w

Tabela 13

Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) ryolitów alkalicznych z Łomnicy w % wag.
Chemical composition and mineral norms of Łomnica alkali rhyolites in weight percentages

Nr analizy	34	35	36	Minerały normatywne	34	35	36
SiO ₂	74,83	72,95	65,07	kwarc (Q)	34,6	36,7	% mol. KAlSi ₃ O ₈ 65,46 NaAlSi ₃ O ₈ 31,94 CaAl ₂ Si ₂ O ₈ 2,57 BaAl ₂ Si ₂ O ₈ 0,03 100,00
Al ₂ O ₃	13,31	14,61	18,88	korund (C)	1,8	3,4	
Fe ₂ O ₃	2,33	1,83	0,10	ortoklaz (or)	27,8	37,8	
FeO	0,07	ślady	—	albit (ab)	30,4	12,6	
MgO	0,50	0,60	0,18	anortyt (an)	1,1	5,0	
CaO	0,40	0,98	0,52	ΣSal	95,7	95,5	
Na ₂ O	3,62	1,46	3,56				
K ₂ O	4,74	6,43	11,08	enstatyt (en)	1,2	1,5	
H ₂ O ⁺	0,61	1,05	0,17	ilmenit (il)	0,2	—	
H ₂ O ⁻	0,15	0,58	0,03	hematyt (hm)	2,3	1,8	
TiO ₂	0,18	nieozn.	—	rutyl (ru)	0,2	—	
P ₂ O ₅	0,12	nieozn.	—	apatyt (ap)	0,3	—	
MnO	—	—	—	ΣFem	4,2	3,3	
BaO	ślady	—	0,02	Sal + Fem	99,9	98,8	
Σ	100,86	100,49	99,61	% mol. An w plag. norm.	6	27	
d	2,619	—	2,5789				zawartość pierwiastków śladowych: * Ga, Pb rzędu 10 ⁻³ % Sr, Rb rzędu 10 ⁻² %

* Oznaczył dr Z. Walenczak.

Lokalizacja próbek — localization of samples (Fig. 3):

34 — ryolit z odst. 61. Anal. dr H. Pendias (Nowakowski 1959). Rhyolite from outer. 61.

35 — „ „ okolic Łomnicy. Anal. mgr B. Oszačka (Nożanka 1958b). Rhyolite from the environs of Łomnica.

36 — fenokrystały ortoklazu z ryolitu 34. Anal. A. Nowakowski (1959). Orthoclase phenocrysts separated from the rhyolite No. 34.

nielicznych pseudomorfozach hematytowych. Tło skalne o niewidocznej teksturze kierunkowej składa się z mikroziarnistego agregatu skałeni potasowych, albitu i kwarcu będącego produktem rekrytalizacji szkliwa. W skałeniach mniej świeżych, różowawych ryolitów można zauważyć lokalne nagromadzenia illitu lub kaolinitu.

Przybliżony ilościowy skład mineralny ryolitu z pokrywy Gomólnika Małego (odsł. 61) podano w tabeli 14. Udział poszczególnych mine-

Tabela 14
Skład mineralny ryolitu z Łomnicy w % wag.
Mineral composition of rhyolite from Łomnica
in weight percentages

Nr analizy	26
Ortoklaz	39,0 (11 — 15)
Plagioklaz	19,0 (5 — 7)
Kwarc	33,4 (8 — 10)
Biotyt	1,4 (0,1 — 0,5)
Apatyt	0,2
Tlenki żelaza i tytanu	2,2
Iron and titanium ores	
Illit	1,2
Kaolinit	3,6

Lokalizacja próbki — localization of sample (Fig. 3):
26 — odsł. — outcr. 61. Cyfry w nawiasach odnoszą się do ilości fenokryształów. Numbers in parentheses indicate the amount of phenocrysts.

rałów skałotwórczych w tej skale obliczono z analizy chemicznej na podstawie składu chemicznego wyseparowanego ortoklaz (tab. 13, anal. 34, 36) oraz mikroskopowego oznaczenia proporcji fenokryształów do tła skalnego (Nowakowski 1959).

Skład chemiczny ryolitów przedstawiają 2 analizy chemiczne (Nożanka 1958b, Nowakowski 1959) zestawione w tabeli 13. Porównując ich normy CIPW z minerałami rzeczywistymi widzimy zupełnie zrozumiałe odchylenia spowodowane odmiennym składem minerałów rzeczywistych i normatywnych. Obecność korundu normatywnego tłumaczy się występowaniem wtórnych minerałów hydrolytycznych (illit, kaolinit).

Podobne mikroskopowo ryolity występują w Rybnicy Małej, około 3 km w linii prostej na północ od Łomnicy (tabl. I). Fenokryształy ortoklaz ($2V_a = 46^\circ$, $a \wedge (001) \perp \gamma = 9-12^\circ$), albitu An_0 ($2V = 90^\circ$) i kwarcu są tu mniejsze. Trafiają się w tych skałach ksenolity trachybazaltów (1—2 mm średnicy) zazwyczaj zaokrąglone i częściowo przepojone lawą ryolitową.

Odszklone tło skalne tej lawy odznacza się, w przeciwieństwie do ryolitów z Łomnicy, doskonale zaznaczoną laminarną teksturą fluidalną, przy czym w szlifie wyciętym prostopadle do płaszczyzn laminacji *S* widać, że fenokryształy obróciły się lekko wokół teksturalnej osi *b* podczas płynięcia krzepnącej lawy.

ERUPCJE II CYKLU WULKANICZNEGO

W drugim cyklu rozwoju wulkanizmu zaznacza się wyraźna zmiana w zasięgu i charakterze poszczególnych erupcji trachybazaltowych i ryolitowych. Spokojne początkowo wylewy trachybazaltów i latytów zakończyły potężne eksplozje materiału piroklastycznego, dostarczając na całym obszarze Gór Suchych olbrzymich mas tufów i ignimbrytów ryolitowych, przekraczających swym rozmiarem wszystkie poprzednie i późniejsze erupcje czerwonego spągowca w depresji śródsudeckiej.

Wylewy trachybazaltów ograniczyły się w swym zasięgu do dwóch rejonów, a mianowicie okolic Głuszycy i Radosnej oraz Krajanova i Dworek. Natomiast na obszarze Unisławia Śl. i Sokołowska panowały wylewy latytów.

TRACHYBAZALTY HIPERSTENOWO-AUGITOWE DWOREK I KRAJANOWA

Na zachód od Dworek i Krajanova występują trzy pokrywy trachybazaltów porfiro-

wych o maksymalnej miąższości około 100 m, rozwinięte ponad opisanymi w poprzednim rozdziale starszymi wulkanitami afirowymi Świerków (Kozłowski 1958b, 1963). Oba poziomy lawowe oddziela od siebie około 20-metrowy pokład czerwono-brunatnych osadów ilastych czerwonego spągowca (fig. 4, profil C—D).

Młodszy poziom wulkaniczny w Dworkach składa się przeważnie ze zmiennie wykształconej serii tufowej i skał wylewnych o wyglądzie bazaltów. Utwory te odróżniają się od wulkanitów dolnego wylewu swoistymi cechami petrograficznymi i chemicznymi, co potwierdza ich przynależność do innej fazy erupcyjnej (Dziedzicowa 1958, Kozłowski 1957, 1958b).

Zgodnie z obserwacjami wymienionych autorów wulkanity te są zbudowane ze szklisto połyskujących fenokryształów plagioklazów (do 3—4 mm) i piroksenów (ok. 1 mm), zamkniętych w czarnym tle skalnym o strukturze afanitowej (pl. IX, fot. 1, 2; pl. X, fot. 1).

Fenokryształy plagioklazów (odśl. 83—85, 88) tworzą tabliczki i listewki (4—6% obj.) o składzie labradoru An_{54} — An_{67} , rzadziej bytownitu An_{82} . Niektóre z nich wyróżniają się budową pasową o dużym zróżnicowaniu składu w obwódkach, np. jądro labradoru An_{78} otacza andezyn An_{40} lub też na zewnątrz jądra An_{70} występują pasy An_{72} i An_{74} .

Słupki bladezielonawego hiperstenu $En_{68}Fs_{32}$ — $En_{66}Fs_{34}$ ($2V_{\alpha} = 62$ — 64°), a według E. Dathego (1904) enstatytu, są często przeobrażone w silnie dwójłomny lyszczyk o wyglądzie zielonoszarego biotyту ($n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,044$). Rzadszym wśród fenokryształów jest augit diopsydowy ($c \wedge \gamma = 38^{\circ}$, $2V_{\gamma} = 45$ — 46°), niekiedy zbliżony według (100). Fluidalne tło skalne składa się z mikrolitów labradoru An_{51} — An_{54} i przeważnie anhedralnych ziarn augitu diopsydowego (?) oraz mikroziarnistych agregatów skaleni potasowych i kwarcu. Akcesoryczną rolę odgrywa magnetyt, ilmenit, apatyt i rutyl.

Podobny skład mineralny wykazują trachybazalty porfirowate z pokrywy w Krajanowie (odśl. 88, 90, 91, 93), lecz są bogatsze w hipersten (pl. IX, fot. 2) $En_{69}Fs_{31}$ ($2V_{\alpha} = 65,5^{\circ}$, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,013$) oraz anhedralne przeważnie ziarna augitu diopsydowego ($c \wedge \gamma = 36$ — 42° , $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,025$). Większe rozmiary osiąga w tych skałach ilmenit (pl. IX, fot. 1), często rozwinięty w stosunkowo dużych ziarnach euhedralnych (ok. 0,5 mm). Charakterystyczne, że niektóre ziarna augitu, hiperstenu i ilmenitu obrastają częściowo mikrolity labradoru An_{55} — An_{62} , przypominając struktury ofitowe.

Fenokryształy plagioklazów, przeważnie o składzie labradoru An_{55} — An_{65} , rzadziej bytownitu An_{73} , oraz ich mikrolity obrasta ortoklaz ($2V_{\alpha} = 44$ — 68°) występujący również w pojedynczych kryształkach, zamkniętych w interstycjalnym kwarcu. Niektóre ziarna augitów są otoczone nieregularnymi obwódkami żółtawobrazowej hornblendy ($c \wedge \gamma = 20^{\circ}$, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,021$), przechodzącymi na brzegach w biotyt lub riebeckit. Drobne interstycje wypełnia kwarc, miejscami mikroziarniste agregaty skaleni potasowych i kwarcu oraz chloryt przerośnięty wysoko dwójłomnym seladonitem. Bardzo rzadko towarzyszą chlorytowi pręciki granatowoniebieskiego riebeckitu, spotykane również w asocjacji z licznymi ziarnami węglanów.

Przybliżony ilościowy skład mineralny tego typu skał z Krajanowa (odśl. 93) przedstawia tabela 16.

Omówione wulkanity z Dworek i Krajanowa wyróżniają się wśród wszystkich trachybazaltów I i II cyklu zawartością hiperstenu oraz silniejszą zasadowością plagioklazów, osiągających nierzadko skład labradoru-bytownitu.

Różnice te uwydatniają się również wyraźnie w chemizmie wulkanitów (tab. 15), głównie w wyższej zawartości wapnia (normatywny ande-

Tabela 15

Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) trachybazaltów z okolicy Dworek i Krajanowa w % wag.

Chemical composition and norm minerals of the trachybasalts from the environs of Dworki and Krajanów in weight percentages

Nr analizy	37	38	39	40
SiO ₂	51,72	54,64	55,18	56,96
Al ₂ O ₃	16,29	15,55	15,39	15,12
Fe ₂ O ₃	4,88	2,99	5,01	4,30
FeO	3,94	5,78	4,58	5,00
MgO	2,50	4,44	4,06	2,45
CaO	10,06	8,42	8,05	6,95
Na ₂ O	3,33	3,09	3,10	3,50
K ₂ O	1,08	1,69	1,78	2,43
H ₂ O+	1,00	1,23	1,02	0,37
H ₂ O-	1,03	1,17	1,43	1,10
TiO ₂	1,00	0,88	0,87	1,07
P ₂ O ₅	0,47	0,42	0,25	0,46
MnO	0,06	—	0,06	—
CO ₂	2,27	ślady	0,13	ślady
Σ	99,63	100,30	100,91	99,71
Kwarc (Q)	11,0	7,0	9,9	11,0
Ortoklaz (or)	6,3	10,0	10,5	14,3
Albit (ab)	28,2	26,1	26,2	29,6
Anortyt (an)	26,3	23,6	22,8	18,4
Σ_{Sal}	71,8	66,7	69,4	73,3
CaSiO ₃	2,7	6,6	6,2	5,6
MgSiO ₃	1,9	3,9	4,4	3,3
FeSiO ₃	0,5	2,3	1,3	2,1
MgSiO ₃	4,3	7,1	5,7	2,8
FeSiO ₃	1,1	4,3	1,6	1,8
Magnetyt (mt)	7,1	4,3	7,3	6,2
Ilmenit (il)	1,9	1,7	1,6	2,0
Apatyt (ap)	1,1	1,0	0,6	1,1
Kalcyt (cc)	5,2	ślady	0,3	ślady
Σ_{Fem}	25,8	31,2	29,0	24,9
Sal + Fem	97,6	97,9	98,4	98,2
% mol. An w plag. norm.	47	46	45	37

Lokalizacja próbek— localization of samples (Fig. 4):

37 — odśl. — outer. 84.

38 — „ „ 83.

39 — „ „ 93.

40 — „ „ 88.

Analizy wykonał dr H. Pendas (Kozłowski 1958b).

zyn $An_{45}-An_{47}$) obok mniejszej zawartości potasu, z wyjątkiem analizy 40, która w zasadzie nie wykazuje większych różnic składu chemicznego względem świeżych trachybazaltów ze Świerków.

Tabela 16

Skład mineralny trachybazaltu hiperstenowo-augitowego z Krajanowa w % obj.

Mineral composition of augite-hypersthene trachybasalt from Krajanów (vol. per cent)

Nr analizy	27
Plagioklaz	50,3
Skaleń potasowy	8,6
Potassium feldspar	
Augit diopsydowy	12,8
Hipersten	9,8
Hornblenda	0,6
Tlenki żelaza i tytanu	4,4
Iron and titanium ores	
Apatyt	2,0
Węglany	4,5
Carbonate	
Kwarc	2,9
Mezostazis:	
Skaleń potasowy + kwarc	1,5
Potassium feldspar + quartz	
Chloryt + seladonit	2,6

Lokalizacja próbki — localization of sample (Fig. 4):
27 — odsł. — outcr. 93.

TRACHYBAZALTY GŁUSZYCY GÓRNEJ I RADOSNEJ

Między Radosną (tabl. II) a Głuszycą Górną (fig. 3) ciągnie się wąski pas trachybazaltów, zaliczonych przez S. Kozłowskiego (1958b, 1963) do II cyklu wulkanicznego. Od wulkanitów I cyklu oddziela go niegruba seria ilasto-piaszczystych łupków brunatnych czerwonego spągowca. Ustalona przez S. Kozłowskiego pozycja stratygraficzna wulkanitów Głuszycy znalazła również potwierdzenie w analizie petrograficznej osadów, występujących pod pokrywą trachybazaltów i odsłoniętych w wielkim kamieniołomie na wschodnim zboczu wzgórza Ostoja.

Między osadami przykrywającymi trachybazalty i ryolity I cyklu znajduje się cienka warstwa brunatnych zlepieńców, zbudowanych z różnokolorowych fragmentów skalnych o średnicy do około 1 cm. Przeważająca część tych składników jest niezwykle podobna do okruchów skalnych serii tufitowej występującej w Łomnicy (odsł. 53) pod trachybazaltami I cyklu wulkanicznego. Wyróżniają się tu okruchy wapieni słodkowodnych z wkładkami

tufów andezynowo-biotytowych, intersertalnych wulkanitów podobnych do trachybazaltów ze strefy kontaktowej z osadami czerwonego spągowca w Łomnicy oraz otoczaki bliżej nie oznaczone plagioklazowych skał wylewnych o strukturach hialoofitowych. Spoiwo o charakterze masy wypełniającej obfituje w krystaloklasty i listewki albitu An_0-An_5 , strzępy biotyty, kwarcu, węglany oraz brunatne tlenki żelaza. Genezę tego zlepieńca słusznie wiąże S. Kozłowski (1958b) z zaburzeniami w sedymentacji łupków czerwonego spągowca, wywołanymi erupcją starszych trachybazaltów Łomnicy.

Niżej zlepieńce przechodzą w drobnolaminowane łupki ilaste barwy popielatej, czarnej lub brunatnej. Warstewki są często pofalowane, a w wielu miejscach również poprzerywane i zuskokowane. Składają się one z bardzo drobnych agregatów silnie dwójłomnych minerałów ilastych (hydromiki), pelitu kwarcowego, a niekiedy większych ziarenek kwaśnego plagioklazu, blaszek muskowitu oraz znacznych ilości brunatnych tlenków żelaza. Między warstewkami ilastymi występują soczewki czerwonych jaspisów oraz infiltracyjne żyłki lub „oczka” włóknistego kalcytu. Pod tymi utworami znajduje się seria czerwobrunatnych łupków o cechach tufitów.

Zdaniem S. Kozłowskiego (1958b, 1963), lava trachybazaltowa w rejonie Głuszycy płynęła w kierunku północno-wschodnim, tworząc na wzgórzu Ostoja pokrywę około 50 m miąższości. W jej spągu, odsłoniętym w kamieniołomie, występują wkładki tufowe sypkiego materiału piroklastycznego, świadczące o eksplozywniej początkowo fazie erupcji.

W kamieniołomie głuszyckim odsłonięta jest pokrywa trachybazaltów oraz związana z nią genetycznie żyłowa forma subwulkaniczna, zinterpretowana niewłaściwie przez E. Dathego (1904) jako tzw. dolny wylew melafirowy (fig. 3, profil C—D). S. Kozłowski (1958b) wykazał, że w rzeczywistości nie jest to wylew powierzchniowy, lecz zgodna żyła trachybazaltu w łupkach ilastych, zbliżająca się swą formą do lakolitu, gdyż ograniczające ją w stropie i spągu skały osadowe są wyraźnie zmienione termicznie i jednocześnie zdeformowane przez intrudującą lawę. Poza tym trachybazalty tworzą cienkie żyły pokładowe typu sillów, widoczne we frontalnej ścianie kamieniołomu.

Wulkanity przedstawiają dość jednorodny typ skał intersertalnych (pl. X, fot. 2), bez względu na swą geologiczną formę występowania. W strefach kontaktowych ze skałami osadowymi wykazują one struktury hialoofitowe, przy czym zmienione szkliwo często przeważa nad pozostałymi składnikami mineralnymi (tab. 19, kolumna 30). Skały swym

wykształceniem i składem mineralnym nie różnią się zasadniczo od trachybazaltów I cyklu wulkanicznego z Łomnicy, Świerków czy Kramjanowa. Nieomal w całym kamieniołomie odsłaniają się skały silnie załbityzowane barwy szarej, do brunatnej różnych odcieni. Można miejscami wśród nich znaleźć przejścia do odmian bardziej świeżych, zwłaszcza z nie zmienionymi skaleniemi, np. w niższych partiach pokrywy lub też w południowej strefie lako-litu.

Plagioklasy należą przeważnie do labradoru $An_{52} - An_{57}$, rzadziej andezynu $An_{37} - An_{46}$. *Ortoklaz* występuje w postaci obwódek na listewkach plagioklazów oraz w pojedynczych osobnikach zamkniętych w kwarcach interstycjalnych. Niezależnie od form występowania oraz stanu zachowania skał wykazuje on zmienne cechy optyczne zestawione w tabeli 27.

Pirokseny przeszły te same etapy przemian, co w innych tego rodzaju wulkanitach, a więc jak zwykle przeobraziły się w *hornblendę brunatną* ($c \wedge \gamma = 17 - 21^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$), później zapewne w jasnozielony lub bladeżółty *uralit* ($c \wedge \gamma = \text{ok. } 16^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = \text{ok. } 0,02$), a w niektórych partiach lako-litu w żółtawy pirstacyt o zawartości 30—33% mol. żelazowego członu epidotowego ($2V_\alpha = 69^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,046$). Zachowane w wielu pseudomorfozach relikty piroksenów wskazują na obecność *augitu diopsydowego* ($c \wedge \gamma = 32 - 41^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,026 - 0,028$, $2V_\gamma = 46 - 51^\circ$), a po oliwinach pozostały jedynie pseudomorfozy chlorytu lub serpentynu.

Ilościowy skład mineralny kilku próbek trachybazaltów zamieszczono w tabeli 19.

W stropie pokrywy są rozwinięte migdałowcowe odmiany skał o licznych pęcherzach do około 6 cm średnicy, wypełnione nierzadko dwuosiowym kalcytem ($2V_\alpha \text{ ok. } 5^\circ$) oraz rozetkami penninu o sinich i brunatnych subnormalnych barwach interferencyjnych (pl. X, fot. 2).

W skałach załbityzowanych dominuje albit $An_0 - An_5$, przeważnie silnie przerośnięty chlorytem. Podobnie jak w innych tego rodzaju skałach jest on przeważnie optycznie ujemny, czasem słabo dodatni lub neutralny. Raz po raz spotykane w albitach relikty pierwotnych plagioklazów odpowiadają swym składem labradorowi $An_{52} - An_{54}$ lub andezynowi $An_{40} - An_{45}$.

Charakterystyczna jest w tych skałach obecność okrągławych agregatów mineralów tytanowych o wyglądzie tytanitu (ok. 1% obj.), który występuje w pseudomorfozach chlorytowych po piroksenach i oliwinach, a tworzy

także wprysnięcia w skaleniach i interstycjach chlorytowych.

W tabeli 17 zestawiono 10 analiz chemicznych wulkanitów głuzyckich zaczerpniętych z literatury (Milch, Alaschewski 1925, Kozłowski 1958b), a jakościowy skład mineralny zbadanych skał przedstawia tabela 18. Z braku bliższych danych o zbadanych chemicznie trzech skałach z sygnaturą 41, 42 i 47 wyprawdzono dla nich przypuszczalny skład głównych minerałów, opierając się na cechach chemicznie im podobnych wulkanitów, opracowanych przez autorów niemieckich oraz na ogólnej znajomości trachybazaltów z kamieniołomu głuzyckiego.

Porównując skład chemiczny najświeższego trachybazaltu Głuzycki (anal. 45) z podobnymi wulkanitami Łomnicy i Rybnicy (tab. 4, anal. 4—6) oraz Świerków (tab. 8, anal. 11, 22, 23) widzimy znaczną zgodność w ich chemizmie z wyjątkiem tlenu sodu, którego skały głuzyckie zawierają około 1% wag. więcej.

Większość cytowanych w tabeli 17 analiz chemicznych dotyczy skał znajdujących się w różnych stadiach przeobrażeń (tab. 18), wyrażających się dużą zmiennością w zawartości ważniejszych minerałów normatywnych. Ilościowy udział tych składników przedstawiono graficznie na figurze 12, szeregując poszczególne analizy od strony lewej ku prawej według malejącej zasadowości plagioklazów normatywnych, która jednocześnie jest miarą zaawansowania procesów albityzacji skaleni w omawianych wulkanitach. Na wykresie widać, że wraz z obniżaniem się ilości anortytu wznosi się krzywa albitu, która jednak dla silniej załbityzowanych wulkanitów wykazuje spadek tego składnika. Charakterystyczne, że normatywny kalcyt nie wykazuje wyraźnej współzależności z anortytem (z wyjątkiem analizy 46) oraz że w skałach załbityzowanych wzrasta normatywny enstatyt przy stosunkowo małej ilości normatywnego kwarcu, częściowo zapewne w związku ze zwiększoną koncentracją albitu i chlorytu w tego rodzaju wulkanitach. Glin z normatywnego korundu bierze udział w strukturze chlorytów oraz ilastych produktów dalszych przemian hydrolytycznych skaleni, obserwowanych w silniej przeobrażonych skałach.

Podobnie jak w trachybazaltach I cyklu ze Świerków, tak i tu L. Milch i G. Alaschewski (1925) nie zauważyli albityzacji plagioklazów, a swój wniosek o odwapnieniu tych skaleni sformułowali wyłącznie na podstawie analiz chemicznych świeżych oraz silnie według nich „zwitterałych” wulkanitów (tab. 18, anal. 44 i 50). Zagadnienie to zostało szczegółowo rozpatrzone w rozdziale o albityzacji wulkanitów.

Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) trachybazaltów ze wzgórza Ostoja
w Głuszyca Górnej w % wag.
Chemical composition and norm minerals of the Ostoja hill trachybasalts at Głuszyca Górna
in weight percentages

Nr analizy	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO ₂	57,74	59,66	54,68	56,73	57,35	51,27	57,40	56,25	55,03	53,48
Al ₂ O ₃	14,96	15,45	16,07	16,20	15,67	16,91	16,03	16,10	16,15	16,59
Fe ₂ O ₃	4,61	2,99	4,55	7,21	3,31	6,53	3,80	2,83	5,44	4,95
FeO	3,34	2,61	5,32	0,70	4,76	0,62	4,81	5,18	2,79	2,91
MgO	2,80	1,64	3,98	4,55	2,88	3,97	1,92	3,14	3,53	4,44
CaO	4,59	4,29	2,96	2,77	5,77	4,81	4,28	4,18	3,79	2,49
Na ₂ O	3,67	4,14	5,13	4,26	3,17	3,99	3,81	5,23	5,44	5,16
K ₂ O	3,10	3,37	2,85	3,15	2,64	4,12	2,89	2,84	2,63	3,06
H ₂ O ⁺	2,32	2,37	2,16	1,98	0,66	2,24	2,27	1,40	1,74	3,41
H ₂ O ⁻	0,62	0,42	0,33	0,58	1,58	0,83	0,91	1,21	1,58	0,82
TiO ₂	1,16	1,08	1,62	1,25	1,64	1,53	1,07	1,43	1,60	1,52
P ₂ O ₅	0,53	0,60	0,35	0,28	0,31	0,35	0,51	0,32	0,41	0,47
MnO	—	—	—	—	0,18	0,18	—	0,10	0,18	0,24
CO ₂	0,32	1,07	0,82	1,03	0,47	2,83	—	0,15	0,33	0,47
Σ	99,76	99,69	100,82	100,69	100,39	100,18	99,70	100,36	100,64	100,01
d	2,750	2,690	—	—	—	—	2,7315	—	—	—
Kwarc (Q)	13,1	15,2	3,3	10,7	13,3	4,7	11,7	1,5	2,4	2,3
Korund (C)	—	1,0	1,8	3,7	—	4,5	—	—	—	2,4
Ortoklaz (or)	18,3	20,0	16,8	18,6	15,6	24,3	17,1	16,7	15,6	18,1
Albit (ab)	31,0	35,0	43,4	36,0	26,8	33,8	32,2	44,3	46,0	43,6
Anortyt (an)	15,2	11,0	7,4	5,6	20,7	3,9	18,1	12,1	11,9	6,6
Σ _{Sal}	77,6	82,2	72,7	74,6	76,4	71,2	79,1	74,6	75,9	73,0
CaSiO ₃	1,0	—	—	—	1,3	—	0,05	2,5	1,0	—
MgSiO ₃	0,8	—	—	—	0,7	—	0,03	1,4	8,8	—
FeSiO ₃	0,1	—	—	—	0,6	—	0,02	0,9	—	—
MgSiO ₃	6,1	4,1	9,9	11,3	6,5	9,9	4,7	6,4	—	11,0
FeSiO ₃	0,4	0,5	3,3	—	3,0	—	3,9	4,1	—	—
Magnetyt (mt)	6,7	4,3	6,6	—	4,8	—	5,5	4,1	4,9	5,7
Ilmenit (il)	2,2	2,0	3,1	1,5	3,1	1,7	2,0	2,7	3,0	2,9
Hematyt (hm)	—	—	—	7,2	—	6,5	—	—	2,0	1,0
Rutyl (ru)	—	—	—	0,5	—	0,6	—	—	—	—
Apatyt (ap)	1,2	1,4	0,8	0,7	0,7	0,8	1,2	0,7	1,0	1,1
Kalcyt (cc)	0,7	2,4	1,9	2,3	1,1	6,4	—	0,3	0,7	1,1
Σ _{Fem}	19,2	14,7	25,6	23,5	21,8	25,9	17,4	23,1	21,4	22,8
Sal+Fem	96,8	96,9	98,3	98,1	98,2	97,1	96,5	97,7	97,3	95,8
% mol. An w plag. norm.	31,5	23	14	13	42	10	34,5	20,5	19,5	12,5

Lokalizacja próbek — localization of samples (Fig. 3):

Pokrywa trachybazaltu — trachybasalt cover:

41 — otwór wiertn. 70, głęb. 63 m. Bore-hole 70, depth 63 m.

Kamieniołom — quarry:

42 — odsł. — outcr. 68.

43 — skała ciemnozielonawoszara z górnej partii pokrywy (IV poziom wydobywczy). Dark greenish-gray rock from the top of lava cover (IVth drawing level).

44 — jak poprzednio. Skała ciemnobrunatnoczerwona. Ditto. Dark brown-reddish rock.

Lakolit — laccolith:

45 — skała świeża, czarna z I poziomu wydobywczego. Fresh rock (black) from the Ith drawing level.

46 — jak poprzednio. Skała ciemnobrunatnofioletowa. Ditto. Dark brown-violet rock.

47 — poziom wydobywczy „Żap” — odsł. 67. Outcrop 67.

48, 49 — skały zielonawoszare z I poziomu wydobywczego. Greenish-gray rocks from the Ith drawing level.

50 — migdałowiec ciemnoszarofioletowy, plamisty. Amygdaloidal rock, dark gray-violet, spotted.

Analizy 43–46, 48–50 wykonał G. Alaschewski (Milch & Alaschewski 1925); 41, 42, 47 — dr H. Pendias, (Kozłowski 1958b).

Tabela 18

Główne składniki mineralne chemicznie zanalizowanych trachybazaltów ze wzgórza Ostoja w Głuszycy wg L. Milcha i G. Alaschewskiego (anal. 43—46, 48—50) i autora (anal. 41, 42, 47)
The main mineral components of chemically analysed trachybasalts from Ostoja hill at Głuszycza

Nr analizy	Plagioklasy Plagioclases	Pirokseny — Pyroxenes		Pseudomorfozy po oliwinie Pseudomorphs after olivine	Wypełnienia interstycjalne Interstitial fillings	Barwa skały Rock color
		świeże fresh	przeobrażone w: altered to:			
41	świeże — fresh	relikty relicts	uralit, chloryty uralite, chlorites	chloryt chlorite	skalenie potasowe, chloryt, tlenki żelaza, kwarc potassium feldspars, chlorite, iron oxydes, quartz	nie podano not given
42	częściowo odwapnione partially decalcified	j. w. ditto	j. w. ditto	j. w. ditto	j. w. ditto	j. w. ditto
43	plamiste, przerośnięte chlorytem i kwarcem spotted and intergrown with quartz and chlorite	—	chloryt, węglany, tlenki żelaza chlorite, carbonate, iron oxydes	j. w. ditto	chloryt, kwarc chlorite, quartz	ciemnozielonawoszara dark-greenish-gray
44	mętne, silnie odwapnione* przerośnięte chlorytem i kwarcem dusty, strongly decalcified*, intergrown with chlorite and quartz	—	chloryt, serpentyn, tlenki żelaza chlorite, serpentine, iron oxydes	nie podano not given	tlenki żelaza, węglany iron oxydes, carbonate	ciemnobrunatnoczerwona dark-brown-reddish
45	świeże fresh	częściowo partially	brunatny „minerał włóknisty“**, chloryt, węglany brown „fibrous mineral“**, chlorite, carbonate	serpentyn serpentine	nie podano not given	czarna black
46	plamiste, przerośnięte chlorytem spotted, intergrown by chlorite	—	dolomit dolomite	nie podano not given	tlenki żelaza***, minerały ilaste iron oxydes***, clay minerals	ciemnobrunatnofioletowa dark-brown-violet
47	świeże fresh	relikty relicts	uralit, chloryty uralite, chlorite	nie podano not given	skalenie potasowe, chloryt, tlenki żelaza, kwarc potassium feldspars, chlorite, iron oxydes, quartz	nie podano not given

tabela 18 c.d.

Nr analizy	Plagioklasy Plagioclases	Pirokseny — Pyroxenes		Pseudomorfozy po oliwinie Pseudomorphs after olivine	Wypełnienia interstycjalne Interstitial fillings	Barwa skały Rock color
		świeże fresh	przeobrażone w: altered to:			
48, 49	przerosty serycytu sericite intergrowths	j. w. ditto	zielony „minerał włóknisty”*** kwarc, chloryt, tytanit green „fibrous mineral”*** quartz, chlorite, sphene	serpentyń serpentine	nie podano not given	zielonawoszara greenish-gray
50	przerosty chlorytu i serycytu**** intergrowths of chlorite and sericite****	—	„minerał czerwony”*****, chloryt, tlenki żelaza, „reddish mineral”*****, chlorite, iron oxydes	nie podano not given	chloryt, tlenki żelaza chlorite, iron oxydes	ciemnoszarofioletowa (migdałowiec) dark-gray-violet (amygdaloidal rock)

* Skała jest prawie w całości odwapniona (Milch & Alaschewski 1925). The rock is almost completely decalcified.

** Najprawdopodobniej uralit. Most probably uralite.

*** Najprawdopodobniej hematyt. Most probably hematite.

**** Pomimo tego plagioklasy są świeże z dobrze zachowaną budową bliźniaczą. Według cytowanych autorów uległy one odwapnieniu. Plagioclases are fresh, however, with well preserved twin structure. According to the authors cited above they are decalcified.

***** Przypuszczalnie jest to wtórna hornblenda po augitach. Probably it is secondary hornblende after augites.

Spadek kwarcu normatywnego w skałach (tab. 17, analiza 48, 49) wiąże się przede wszystkim z wyraźnie większą w nich koncentracją sodu niż w świeżych wulkanitach z tego samego odsłonięcia. Jednak według oceny Milcha i Alaschewskiego są to skały częściowo odwapnione z relikami augitów (tab. 18), reprezentujące ich zdaniem wczesne stadium wietrzenia, za czym przemawia również niezbyt niska zawartość anortytu w plagioklasy normatywnym (An_{20} wobec An_{42} w skale świeżej, anal. 45). Wydaje się przeto, że niska zawartość kwarcu normatywnego w rozpatrywanych skałach nie odbiega zbyt daleko od rzeczywistości i jest w dużym stopniu usprawiedliwiona pierwotną naturą tych skał.

Pozostałe wulkanity (anal. 41, 42, 45, 47) mimo swej względnej świeżości wykazują ponad 10% wag. normatywnego kwarcu. Nie potwierdzają tego jednak mikroskopowe oznaczenia składu mineralnego w świeżych skałach, w których łączna zawartość interstycjalnych agregatów kwarcu i skaleni potasowych wynosi 8—14% obj. (tab. 19, anal. 28 i 31), przy czym jest widoczna zazwyczaj przewaga ilościowa skaleni potasowego. Również porównanie sumarycznej ilości kwarcu i skaleni potasowych z pozycją normatywnego ortoklazu skały naj-

świeższej (tab. 17, anal. 45) wypadnie na niekorzyść kwarcu. Zawartość tego minerału w skałach nr 28 i 31 (tab. 19) wyniesie wówczas

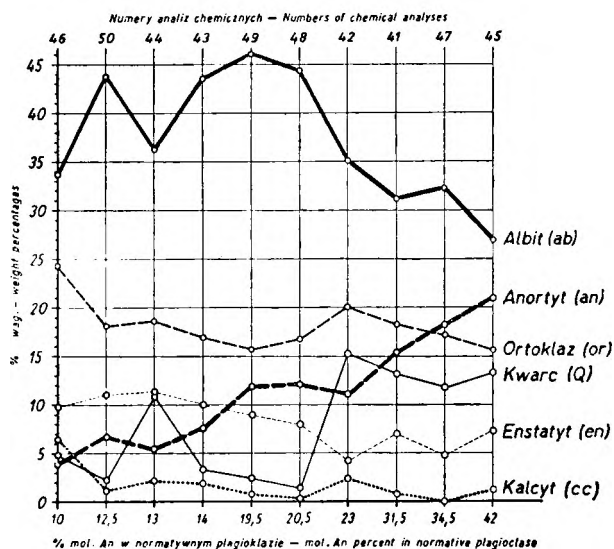


Fig. 12

Wykres zmienności niektórych mineralów normatywnych w trachybazaltach z kamieniołomu w Głuszycy Górnej

Variation diagram of the some norm minerals in trachybasalts from the quarry at Głuszycy Górna

Tabela 19

Skład mineralny trachybazaltów z kamieniołomu w Głuszycy Górnej w % obj.
Mineral composition of the trachybasalts from quarry at Głuszycza Górna (vol. per cent)

Nr analizy	28	29	30	31	32
Plagioklaz	42,3	41,5	34,4	48,1	46,4
Ortoklaz	7,7	—	—	3,9	—
Augit diopsydowy	3,9	—	—	1,7	—
Pseudomorfozy po augicie:					
Hornblenda ziarnista	0,5	—	—	0,2	—
Uralit	13,1	—	—	9,5	—
Chloryt	—	7,6	—	—	14,0
Pseudomorfozy po oliwinie	2,3	3,6	—	2,4	1,1
Tlenki żelaza i tytanu	6,8	3,7	—	5,0	7,7
Iron and titanium ores					
Apatyt	1,2	—	—	1,1	0,9
Węglany	0,5	—	17,2	0,8	0,3
Carbonate					
Kwarc	5,9	—	—	1,8	5,3
Chloryt	7,4	—	—	11,5	3,3
Mezostazis:					
Mikrolity plagioklazów	—			—	—
Skaleń potasowy + kwarc	8,4			14,0	
Potassium feldspar + quartz					21,0
Chloryt	—	43,6	48,4	—	—
Apatyt	—			—	—
Tlenki żelaza	—			—	—
Iron ores					
Węglany	—			—	—
Carbonate					

Lokalizacja próbek — localization of samples (Fig. 3):

28 — skała ze spągu pokrywy. Rock from the bottom of lava cover.

29 — skała zalbityzowana ze stropu pokrywy. Albitized rock from the top of lava cover.

30 — zalbityzowany migdałowiec ze stropu pokrywy. Albitized rock with amygdaloidal texture from the top of lava cover.

31 — skała ze środkowego poziomu wydobywczego w łakolicie. Rock from the middle drawing level in laccolith.

32 — skała zalbityzowana z górnej partii łakolitu (poziom wydobywczy „Zap”). Albitized rock from the upper part of laccolith.

odpowiednio 6,4 oraz 4,1%, a skalenia potasowego powinno być więcej ze względu na obecność w nim pewną ilość cząsteczki albitowej.

Podobne petrograficznie skały występują w zachodnim przedłużeniu poziomu trachybazaltów głuszyckich, tworzących w okolicy Radosnej (tabl. II, fig. 3) potężną pokrywę ponad 100 m miąższości (Kozłowski 1963).

Utwory te dostępne tylko w jednym małym łomie (odśl. 66) i w nadwietrzalnych skałkach (odśl. 65) wykazują identyczny skład mineralny jak trachybazalty z Głuszycy, Łomnicy i Rybnicy, lecz różnią się od nich drobniejszym uziarnieniem (długość listewek skaleni 0,2—0,02 mm) oraz doskonale wykształconą teksturą trachitową. I w tych wulkanitach listewki, a także i nieliczne fenokryształy labradoru lub andezynu doznały częściowej albityzacji i karbonatyzacji, a miejscami pirokseny przeobraziły się w uralit i chloryt.

ANORTOKLAZOWE LATYTY ZALBITYZOWANE

Stratygraficznym odpowiednikiem trachybazaltów Głuszycy i Radosnej są występujące w okolicy Sokołowska i Unisławia Śl. potężne pokrywy wulkanitów znanych w literaturze niemieckiej pod nazwą ortofirów i porfiryków (tabl. II). Tworzą one tam szereg wzniesień górskich z najwyższymi szczytami Waligóry (936 m n.p.m.), Suchawy (928 m n.p.m.) i Kostrzyny (906 m n.p.m.), panującymi nad doliną Sokołowska. Obszar ten jest jedynym miejscem występowania tego rodzaju skał w Górach Suchych, gdyż drugie zgrupowanie podobnych wulkanitów należy już do pasma Gór Krucznych w zachodnim skrzydle niecki śród-sudeckiej (tabl. I).

Omawiane wulkanity ukazują się w wielu odsłonięciach na stromych zboczach górskich i skarpach oraz w kilku małych łomach od

dawna nieczynnych. Przypominają one swą różowoszarą barwą niektóre bardziej drobnoziarniste odmiany zalbityzowanych trachybazaltów. Utajony w nich gęsty system spękań powoduje, że skała łatwo się rozpada na drobne fragmenty ostrokrawędziste o matowych powierzchniach, zazwyczaj z drobnymi plamkami czerwonego hematytu. W afanitowym tle skalnym białawym zabarwieniem wyróżniają się nieliczne fenokryształy plagioklazów do 2 mm średnicy oraz rzadziej występujące, przezroczyste i szklisto połyskujące anortoklasy. Bardzo rzadko skały te zawierają drobne ksenolity czarnobrunatnych trachyandezytów i ryolitów.

Według G. Berga (1926) oraz E. Dathego, E. Zimmermanna i G. Berga (1910), ortofiry poza ortoklazem zawierają zawsze znaczną ilość plagioklazów o składzie od oligoklazów do andezynu. W niektórych odmianach skalnych ortoklaz ma zanikać na korzyść wzrastającej ilości plagioklazów i wówczas skały przechodzą w porfiryty. W obu typach skał mają też współwystępować fenokryształy plagioklazów i ortoklazów, przy czym ten ostatni swym pokrojem nie różni się właściwie od listewkowo rozwiniętego oligoklazów. Ciemne minerały przeobraziły się całkowicie w serpentyn, tlenki żelaza i epidot, a interstycjalne szkliwo zastępuje kwarc z chlorytem. Berg sugeruje, że pierwotnie w tych skałach występował augit, enstatyt albo hornblenda.

Mimo starannych poszukiwań we wszystkich ważniejszych odsłonięciach w okolicy Sokołowska, Kowalowej i Unisławia Śl., nie udało się nigdzie znaleźć odpowiednio świeżego materiału skalnego do badań mikroskopowych i chemicznych. Wszystkie zebrane próbki skalne, w ilości ponad 100 sztuk, okazały się pod względem świeżości takimi samymi, jak te, którymi dysponowali wymienieni badacze niemieccy. W żadnej z nich nie natrafiono, poza szczątkami biotyty, na choćby częściowo zachowane minerały ciemne. Natomiast pierwotna natura większości zalbityzowanych plagioklazów była na tyle czytelna, że umożliwiła odtworzenie ich poprzedniego składu chemicznego.

Wszystkie zbadane wulkanity wykazują strukturę drobnoporfirową, a teksturę fluidalną. Trachitowo zbudowane tło skalne zawiera nieliczne fenokryształy plagioklazów (5—7% obj.), anortoklazów (1—2% obj.) oraz pseudomorfozy po piroksenach (2—5% obj.) i rzadszych od nich oliwinach (0,5—1,5% obj.). Głównym składnikiem tła skalnego jest przeważnie zalbityzowany plagioklaz z relikami andezynu, obrośnięty skaleniem alkalicznym, który tworzy ponadto liczne samodzielne li-

stewki od 0,02 do 0,2 mm długości. Interstycja wypełnia kwarc, rzadziej węglany w asocjacji z hematytem, a niekiedy i barytem. Wśród minerałów akcesorycznych przeważa apatyt, rzadsze są: cyrkon, rutyl i tytanit tworzący wprysnięcia w pseudomorfozach hematytowych po piroksenach.

Lepiej stosunkowo są zachowane składniki tła skalnego skał z odsłoneń na zachodnim i wschodnim zboczu Waligóry (odsł. 36—39) oraz na północnych stokach Suchawy, Kostrzyny i Włostowej (odsł. 29—35).

Większość fenokryształów plagioklazów (pl. XI, fot. 2) w tych wulkanitach przeobraziła się w albit $An_0 - An_4$ ($2V_\alpha = 85 - 88^\circ$), przy czym, jak wskazują relikty (fig. 29c), plagioklaz ten należał pierwotnie do andezynu $An_{33} - An_{46}$ z pasem zewnętrznym oligoklazów An_{26} . Podobnie jak w zalbityzowanych trachybazaltach, tak i tu albit dziedziczy po pierwotnych plagioklazach budowę bliźniaczą. Wśród tak silnie przeobrażonych plagioklazów trafiają się zachowane prawie w całości tabliczki dość świeżych andezynów, niekiedy o nieregularnej budowie bliźniaczej (fig. 13a, b).

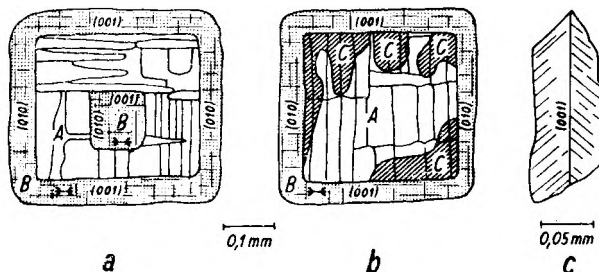


Fig. 13

Skalenie z latytów anortoklazowych okolicy Sokołowska i Unisławia Śl.

a, b — nieregularna budowa bliźniacza w świeżym (a) i częściowo zalbityzowanym andezynie (b), c — mikrolit bliźniaka manebachskiego ortoklazów. A — andezyn, B — obwódki i jądro anortoklazów w kryształach andezynu, C — wtórny albit w andezynie

Feldspars in the anorthoclase latites from the environs of Sokołowsko and Unisław Śl.

a, b — irregular albite and pericline twins in fresh (a) and partly albitized (b) andesine crystal, c — Manebach twin in orthoclase microlite. A — andesine, B — core and rims of anorthoclase in andesine crystal, C — secondary albite replacing andesine crystal

Anortoklaz występuje w euhedralnych tabliczkach i listewkach (pl. XI, fot. 1, pl. XII, fot. 1, 2) oraz obwódkach otaczających częściowo zalbityzowane fenokryształy andezynów (fig. 13a, b; 14a, b).

Niejednorodność składu w anortoklazie uzewnętrznia się w silnie rozwiniętej budowie pasowej, często o charakterze rekurencyj-

nym (pl. XI, fot. 1 i fig. 14a). Obecność obwódek anortoklazowych na fenokryształach plagioklazów świadczy o późniejszym od tych ostatnich wydzielaniu się ze stopu skalenia alkalicznego. Obserwowane jednak w andezynach niektórych wulkanitów (odsl. 27, 39) krystalograficznie zgodne jądra anortoklaz ($2V_\alpha = 49^\circ$) dowodzą, że częściowo tworzył się on już we wczesnym etapie krystalizacji plagioklazów (fig. 13a).

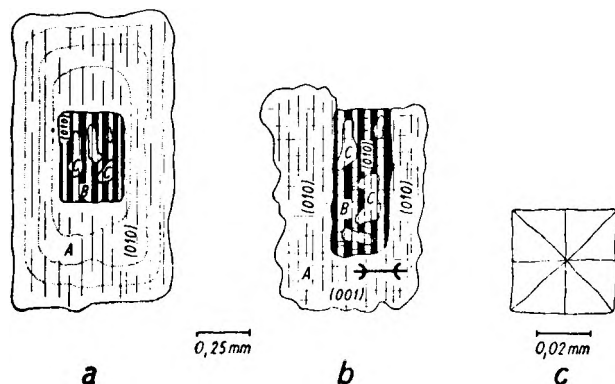


Fig. 14

Obwódki anortoklaz na częściowo zalbityzowanych andezynach (a, b) i struktura bliźniacza w listewce andezynu (c)

A — anortoklaz, B — andezyn An_{38} , C — wtórny albit

Partly albitized andesine crystals surrounded by anorthoclase (a, b), Fig. c — presents the twin structure of andesine lath

A — anorthoclase, B — andesine An_{38} , C — secondary albite replacing andesine

Tło skalne składa się z licznych drobnych listewek wtórnego albitu o długości 0,1—0,4 mm. Odnznaczają się one delikatną budową bliźniaczą i kątem osi optycznych $2V_\alpha = \text{ok. } 75\text{--}80^\circ$ mierzonym w przekrojach poprzecznych do kierunku $[100]$. W rzeczywistości wartość ta jest na pewno większa, zbliżona do wartości 85° , jaką wykazują pomiary konoskopowe przeprowadzone za pomocą stolika uniwersalnego w większych fenokryształach albitów (0,8—1,5 mm). W danym przypadku pomiary były obarczone sporym błędem, wynikającym z pomiarów ortoskopowych w małych obiektach, przy czym ich dokładność obniżała dodatkowo superpozycja delikatnych prążków bliźniaczych, zwłaszcza podczas dużych wychyleń preparatów osią A_4 stolika uniwersalnego.

Miejscami w listewkach albitów zachowały się relikty andezynu An_{38} , a gdzie indziej całe listewki o podobnym składzie, przeniknięte plamkami i żyłkami albitu podobnie jak u pertytów. Niektóre z takich andezynów wykazu-

ją skomplikowaną budowę bliźniaczą w postaci ośmiu przylegających do siebie trójkątów (fig. 14c), przypominających swą strukturą zespół zrostów według prawa baweńskiego z manebachskim i jeszcze jakimś prawem o płaszczyźnie zrostu (010). O wiele rzadszym składnikiem tła skalnego są drobne listewki anortoklaz o podobnym wykształceniu jak jego fenokryształy.

Mikrolityczne listewki wtórnych i pierwotnych plagioklazów w tle skalnym są częściowo lub w całości otoczone obwódkami optycznie jednorodnych skaleni alkalicznych, rozwiniętych ponadto w licznych oddzielnych listewkach euhedralnych nierzadko zrośniętych według prawa manebachskiego (zrosty proste i czworaki) lub może Ala A (fig. 13c). Wszystkie te skalenie wykazują wyraźnie niższe współczynniki załamania światła od balsamu kanadyjskiego oraz anortoklaz. Ich własności optyczne są bardzo zbliżone do cech ortoklazów z trachybazaltów (tab. 27).

Kwarc (8—12% obj.) występuje przeważnie w dużych ziarnach obejmujących całe zespoły sąsiadujących interstycyjów, w których wszędzie jednocześnie wygasa światło. G. Berg (1926) przypisuje temu minerałowi wtórną rolę w omawianych wulkanitach.

Po ciemnych minerałach pozostały tylko pseudomorfozy utworzone z węglanów i hematytu. Ich forma wskazuje na pierwotną obecność piroksenów i to również z gęstą oddzielnością podstawową infiltrowaną hematytem, jaka się jeszcze zaznacza w środkowych partiach niektórych pseudomorfoz. O wiele rzadsze pseudomorfozy po oliwinach (ok. 0,5 mm) wypełnia hematyt, węglan, rzadziej serpentyn lub trawiasziozielony chloryt(?).

Do przeobrażeń hydrotermalnych wulkanitów należą również często obserwowane zjawiska kaolinizacji i serycetyzacji skaleni. Odporniejsze na te przemiany zdają się być skalenie alkaliczne, gdyż spotyka się zupełnie świeże obwódki skaleni potasowych dokoła centrów pierwotnie plagioklazowych, dziś całkowicie wypełnionych drobnołuseczkowymi agregatami hydromiki. Ponadto w wielu skałach widać delikatne żyłki, a nieraz gniazda wypełnione kwarcem i chalcedonem, niekiedy w asocjacji z barytem.

Powyższa charakterystyka wulkanitów dotyczy również analogicznych pod względem petrograficznym skał, stwierdzonych w okolicy Gałazek, Kowalowej, Ługowiny i Unisławia Śl. Wszystkie zbadane skały są zbudowane z dużej ilości wtórnego albitu, pierwotnych skaleni alkalicznych oraz kwarcu. Chociaż bliższe określenie wzajemnych proporcji ilość-

ciowych tych składników nie było możliwe ze względu na zbyt drobne uziarnienie oraz zły stan zachowania, to wydaje się jednak, że na ogół w tych skałach plagioklaz przeważa nad skalaniem alkalicznym. Nieco niższą zawartość albitu w porównaniu ze skalaniem alkalicznym zdają się wykazywać wulkanity ze wzgórze Sokółka (odsl. 26), na zachód od Unisławia. Trudno jednak zająć zdecydowane stanowisko w tej sprawie bez oznaczeń ilościowych składu mineralnego, popartych analizami chemicznymi odpowiednio świeżego materiału skalnego.

Równie mało miarodajne pod tym względem są dwie analizy chemiczne wulkanitów z okolicy Sokołowska (tab. 20, anal. 51, 53), które zgodnie z obserwacjami mikroskopowymi reprezentują skały silnie przeobrażone. Próbka z Waligóry (odsl. 38) wykazuje duże zawartości normatywnego ortoklazu i albitu obok znikomej ilości anortytu. Nie ma wątpliwości, że większość wapnia związanego w skaleniach i piroksenach została usunięta z wulkanitów, a jednocześnie wskutek albityzacji andezynów wzrosła ilość sodu, glinu i krzemu. Podobne zależności widzimy w pozostałych skałach (anal. 52, 53), z tym że próbka z południowego zbocza Włostowej (odsl. 40, anal. 53) jest jeszcze silniej przeobrażona, gdyż jej skalenie zawierają obfite przerosty minerałów w postaci hydromiki i kaolinitu.

Szczególnie wysoką koncentrację potasu wykazał G. Berg (1907) w skałach z kamieniołomu w Ługowinie (odsl. 28, anal. 52), którym przypisuje naturę trachitów lub ortofirów, określając je jako „plagioklasführende Orthoklasporphyre”. Fakt ten jest o tyle niepokojący, że w skałach tych nie widać większej ilości skaleni alkalicznych niż na przykład w wulkanitach z Waligóry, w których jest o 2,5% wag. mniej tlenku potasu (anal. 51). W skałach z Ługowiny są zalbityzowane fenokryształy andezynu $An_{30} - An_{35}$, o składzie $An_0 - An_2$ ($2V_\alpha = 85 - 87^\circ$), oraz świeży anortoklaz ($2V_\alpha = 42 - 44^\circ$), a w tle skalnym występuje dużo albitu i pierwotnych skaleni alkalicznych ($2V_\alpha = 40 - 53^\circ$, $\alpha\lambda (001) \perp \gamma = 10 - 11^\circ$).

We wszystkich zbadanych skałach uderza brak wtórnych minerałów, które wiązałyby uwolniony wapń ze skaleni i piroksenów, zwłaszcza że nigdzie nie stwierdzono wymienionego przez Berga epidotu powstałego z augitów, węglany zaś występują nie zawsze i to w małych ilościach. Nie wiele również pozostało w wulkanitach magnezu, którego pierwotnie na pewno musiało być więcej niż wykazuje to aktualny skład chemiczny.

Z przytoczonych faktów widzimy, że w naturze omówionych skał kryje się jeszcze wie-

Tabela 20

Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) zalbityzowanych latytów anortoklazowych w % wag. Chemical composition and norm minerals of albitized anorthoclase latites in weight percentages

Nr analizy	51	52	53
SiO ₂	65,76	63,24	69,90
Al ₂ O ₃	14,92	16,83	13,61
Fe ₂ O ₃	5,58	4,86	5,04
FeO	0,17	0,07	0,14
MgO	0,68	0,57	0,95
CaO	2,22	0,72	0,51
Na ₂ O	3,62	4,02	2,08
K ₂ O	4,88	7,37	5,59
H ₂ O ⁺	0,41	1,13	1,45
H ₂ O ⁻	0,30		0,79
TiO ₂	0,41	ślady	0,40
P ₂ O ₅	—	0,16	0,05
MnO	0,07	ślady	—
CO ₂	1,25	—	—
SO ₃	0,17	0,43	—
BaO	0,31	—	—
Σ	100,75	99,40	100,51
d	2,595	—	2,571
Kwarc (Q)	23,7	11,6	34,0
Korund (C)	2,6	1,8	3,3
Ortoklaz (or)	28,8	43,5	33,0
Albit (ab)	30,6	31,2	17,6
Anortyt (an)	3,1	2,6	2,3
Tenardyt (th)	—	0,8	—
Σ_{Sal}	88,8	91,5	90,2
Enstatyt (en)	1,7	1,4	2,4
Magnetyt (mt)	—	0,2	—
Ilmenit (il)	0,5	ślady	0,3
Hematyt (hm)	5,6	4,7	5,0
Rutyl (ru)	0,1	—	0,2
Apatyt (ap)	—	0,4	0,1
Kalcyt (cc)	2,8	—	—
(Baryt) *	0,5	—	—
Σ_{Fem}	11,2	6,7	8,0
Sal + Fem	100,0	98,2	98,2
% mol. An w plag. norm.	9	7	12

* Zamiast tenardytu obliczono zgodnie z obserwacją mikroskopową baryt.

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. II):

51 — wzgórze Waligóra koło Sokołowska — odsl. 38. Skała różowoszara. Waligóra hill near Sokołowsko — outcr. 38. Rosy-gray rock.

52 — kamieniołom 28 w Ługowinie. Quarry 28 at Ługowina.

53 — wzgórze Włostowa koło Gałązek — odsl. 40. Włostowa hill near Gałązki — outcr. 40.

Analizy 51, 53 wykonał dr H. Pendias, 52 — dr Böhm (Berg 1907).

le niejasności, których rozwikłanie zależy wyłącznie od znalezienia ich świeżych odmian. W świetle obecnego stanu znajomości omówionych wulkanitów wydaje się bardzo prawdopodobne, że ich pierwotny skład mineralny odpowiadał latytom, dającym być może przejścia do trachitów o niewielkiej ilości piroksenów i sporadycznym oliwinie.

LATYTY AUGITOWE UNISŁAWIA ŚLĄSKIEGO

Z opisanymi poprzednio zalbityzowanymi anortoklazowymi latytami alternują w Unisławiu Śl. (tabl. II) pokrywy latytów augitowych, tworzące masywy Stożka Wielkiego, Dzikowca Małego i Wielkiego oraz kilka pomniejszych wzgórz, wznoszących się bardziej na zachód.

Latyty augitowe występują między pokrywami zalbityzowanych latytów anortoklazowych (patrz profile G. Berga na tabl. II), gdzie kontaktują bezpośrednio albo też są oddzielone od siebie cienkimi pokładami skał osadowych, jak np. na Małym i Wielkim Dzikowcu oraz w otoczeniu wzgórz Wysokiej

(807 m n.p.m.) i Lesistej Wielkiej (851 m n.p.m.).

G. Berg (1921) wydzielił na swej mapie augitowe latyty w osobną grupę skalną tzw. *melafirów keratofirowych*, uważając je ze względu na dużą zawartość ortoklazu za utwory spokrewnione z melanokratycznymi trachitami, bliskimi trachydolerytom.

Najbardziej świeże odmiany latytów występują w niższych partiach północnych zboczy Stożka Wielkiego, nawet płytko pod poszyciem leśnym (odsl. 41, 42). Są to skały ciemnoszare, afanitowe z rzadkimi fenokryształami plagioklazu i augitu 1—2 mm wielkości. Skałom tym właściwa jest prawie holokrystaliczna mikrostruktura drobnoziarnista, a tekstura masywna, przeważnie fluidalna (pl. XIII, fot. 1).

Fenokryształy *plagioklazu* odpowiadają swym składem przeważnie andezynowi An_{30} — An_{48} , rzadko labradorowi An_{56} z zewnętrznymi pasami andezynu coraz uboższego w anortyt (37, 48 i 30% mol. An) oraz z brzezną obwódką albitu An_5 , a czasem zupełnie niespodzianie labradoru An_{68} .

Tabela 21

Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) latytów augitowych z Unisławia Śl. w % wag.
Chemical composition and norm minerals of the augite latites from Unisław Śl. in weight percentages

Nr analizy	54	55	Minerały normatywne	54	55	54a
SiO ₂	57,99	54,47	kwarc (Q)	17,8	11,7	kwarc 14,8
Al ₂ O ₃	14,93	17,22	korund (C)	5,1	4,7	ortoklaz
Fe ₂ O ₃	3,54	7,61	ortoklaz (or)	20,0	24,7	Or ₈₀ Ab ₂₀ 25,0
FeO	4,90	0,14	albit (ab)	31,5	32,5	plagioklaz
MgO	2,07	1,63	anortyt (an)	0,3	4,6	Ab ₆₇ An ₃₃ 40,6
CaO	4,45	4,46	tenardyt (th)	—	0,9	MgSiO ₃ 2,7
Na ₂ O	3,72	4,25				FeSiO ₃ 2,0
K ₂ O	3,37	4,17	ΣSal	74,7	79,1	magnetyt 5,1
H ₂ O ⁺	0,05	} 2,10	MgSiO ₃ }	5,1	4,1	ilmenit 1,0
H ₂ O ⁻	0,70		FeSiO ₃ }	5,3	—	apatyt 0,7
TiO ₂	0,54	ślady	magnetyt (mt)	5,1	0,4	kalcyt 2,2
P ₂ O ₅	0,30	0,51	ilmenit (il)	1,0	—	magnezyt 2,1
MnO	0,07	ślady	hematyt (hm)	—	7,3	rodochrozyt 0,1
CO ₂	3,17	2,30	apatyt (ap)	0,7	1,2	syderyt 2,8
SO ₃	0,01	0,52	kalcyt (cc)	7,2	5,2	baryt 0,03
CaO	0,02	—	baryt *	(0,03)	—	99,13
						H ₂ O 0,75
Σ	99,83	99,38	ΣFem	24,4	18,2	99,9
			Sal + Fem	99,1	97,3	
d	2,723	—	% mol. An w plag. norm.	~ 1	12	

* W analizie 54 obliczono baryt zamiast tenardytu.

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. II):

54 — latyt ciemnoszary. Odsl. 42. Anal. dr H. Pendias. Dark gray latite. Outcr. 42.

55 — latyt zalbityzowany, ciemnobrunatny z kamieniotomu 43. Anal. dr Böhm (Berg 1907). Albitized latite, dark brown. Quarry 43.

54a — zmodyfikowany skład normatywny próbki 54. Modified normative composition of sample No. 54.

Słupki *piroksenu* (pl. XIII, fot. 2) o własnościach optycznych *augitu diopsydowego* ($c\Lambda\gamma = 37-42^\circ$, $2V_\gamma = 52-54^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,027$) z gęstą oddzielnością podstawową przeobraziły się częściowo w jasnobrunatną *hornblendę* ($c\Lambda\gamma = 21^\circ$, $2V_\alpha = 83^\circ$), niekiedy zastąpioną na brzegach *biotytem*. Niektóre z nich uległy również chlorytyzacji, karbonatyzacji, rzadziej jeszcze uralityzacji.

Mikrokrystaliczne tło skalne składa się z listewek *andezynu* $An_{41} - An_{50}$ i niekiedy *labradoru* $An_{50} - An_{55}$ z delikatnymi pasami oligoklazów An_{20} . Listewki plagioklazów obrasta szerokimi obwódkami optycznie jednorodny skałen alkaliczny o cechach *ortoklazów*, wykształcony poza tym również w oddzielnych listewkach euhedralnych, nieraz zbliżonych według prawa manebachskiego (własności optyczne patrz tabela 27). Pirokseny tła skalnego zastępuje *ankeryt*. W wielu takich pseudomorfozach zamknięte są delikatne włókna uralitu ułożone zgodnie z kierunkiem łupliwości podstawowej słupków piroksenowych. Drobne interstycja wypełnia kwarc miejscami ustępujący *węglanom* (kalcyt i *ankeryt*). W niektórych partiach skały obserwuje się cienkie żyłki wypełnione kwarcem i węglanami. Minerale akcesoryczne należą do: *magnetytu*, *apatytu*, *rutylu* i *cyrkonu*.

Skład chemiczny i normatywny omówionego latytu przedstawia analiza 54 w tabeli 21. Skały te w porównaniu z trachybazaltami wyróżniają się większą zawartością tlenku potasu przy stosunkowo mniejszej ilości wapnia, spowodowanej obecnością kwaśniejszych plagioklazów.

Normatywny skład mineralny latytu jest zupełnie niezgodny ze stanem minerałów rzeczywistych w tej samej próbce, wymienionych w tabeli 22 (anal. 33). Ponieważ prawie cały wapń jest związany w normatywnym kalcyście, plagioklaz normatywny osiąga skład prawie czystego albitu w przeciwieństwie do rzeczywistego andezynu i labradoru. W ten sposób zaistniał fikcyjny niedomiar wapnia względem glinu, wyrażony cyfrą 5,1% normatywnego korundu. Powyższe anomalie skorygowano na podstawie oznaczeń optycznych skałen i węglanów, przyjmując następujące bardzo prawdopodobne założenia.

Uznano mianowicie, że cały potas jest składnikiem skałen alkalicznych, a wapń jest częściowo związany w plagioklazach i kalcyście (skąpe ilości biotyty oraz domieszki izomorficzne potasu w plagioklazach nie mają tu istotnego znaczenia, tak samo jak mała ilość wapnia w sporadycznych fenokryształach *augitu*). Na podstawie oznaczeń współczynników załamania metodą imersyjną ustalono skład

ortoklazów i obliczono skałen alkaliczny o składzie $Or_{80}Ab_{20}$, a pozostałość Al_2O_3 po utworzeniu plagioklazowego albitu związane w anortyt, otrzymując andezyn o średnim składzie $An_{33,4}$, dość bliski swą zasadowością przeciętnemu plagioklazowi rzeczywistemu. Resztę wapnia włączono do kalcytu, wiążąc pozostałość CO_2 po połowie w magnezyt i syderyt z domieszką *rodochrozytu*. Wyniki przeliczeń zestawiono w tabeli 21 (kolumna 54a), a przybliżony rzeczywisty skład mineralny tej samej próbki w tabeli 22 (kolumna 33).

W obliczonych zmodyfikowanych skałeniach i ich odpowiednikach rzeczywistych widać dość dobrą zgodność w udziale skałen alkalicznych, natomiast ilości plagioklazów różnią się o 5%, zapewne wskutek podwyższonej zawartości wapnia w plagioklazie normatywnym, w rzeczywistości związanego również w piroksenach. Podobnie jak w wielu trachybazaltach, tak i tu kwarcu normatywnego jest prawie podwójnie więcej niż w rzeczywistości. Fakt ten pozostaje w związku z mniejszym wysyceniem krzemionką normatywnych mine-

Tabela 22

Skład mineralny latytów *augitowych* z Unisławia Śl. w % obj.

Mineral composition of *augite latites* from Unisław Śl. (vol. per cent)

Nr analizy	33	34
Plagioklaz	35,0 (1,0)	34,5 (1,5)
Ortoklaz	27,0	25,0
Augit	(3,0)	4,0 (2,0)
Pseudomorfozy		
po <i>augicie</i> :		
Hornblenda ziarnista	2,0	2,5
Uralit		
Chloryt	11,0	12,0
Węglany		
Carbonate		
Pseudomorfozy		
po oliwinie	0,5	1,0
Tlenki żelaza i tytanu	8,0	7,0
Iron and titanium ores		
Apatyt	1,0	1,5
Węglany	6,0	6,5
Carbonate		
Kwarc	4,5	5,5
Chloryt	2,0	0,5
Rutyl	śląd	śląd

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. II):

33 — odsł. — outer. 42.

34 — „ „ 44.

Cyfry w nawiasach odnoszą się do ilości fenokryształów. Numbers in parentheses indicate the amount of phenocrysts.

rałów femicznych niż ciemnych składników rzeczywistych.

Petrograficznie identyczne latyty stwierdzono w innych odsłonięciach masywu Stożka Wielkiego, Brzozówki oraz Małego i Wielkiego Dzikowca. Jednak zdecydowana większość tych skał składa się przeważnie z silnie zalbityzowanych plagioklazów oraz minerałów ciemnych gruntownie przeobrażonych w węglany, hematyt, a rzadziej chloryt. Relikty często zachowane w listewkach wtórnego albitu wskazują, że skład pierwotnego plagioklazu odpowiadał przeważnie andezynowi An_{30} — An_{50} . Obwódki i listewki skaleni alkalicznych nie różnią się cechami optycznymi od skaleni ze skał świeżych Stożka Wielkiego.

Charakterystyczne, że zalbityzowane fenokryształy plagioklazów o składzie An_0 są stale optycznie ujemne, a kąt osi optycznych $2V_z$ mierzy 80 — 83° .

Skład chemiczny takich fiołkowoszarych litytów silnie przeobrażonych, odsłoniętych w kamieniołomie na wprost zachodniego zbocza Stożka Wielkiego (odśl. 43), podano w tabeli 21 (analiza 55). Na wysoki stopień przeobrażeń tych skał wskazuje normatywny albit i korund, prawie całkowite utlenienie żelaza dwuwartościowego oraz duża zawartość wody (chloryty i minerały ilaste). Rzeczywiście, w skałach z tego łomu znaleziono tylko skąpe relikty andezynu An_{34} , a obrastające albit skalenie alkaliczne były mętne od pigmentu hematytowego. Listewki albitu przerasta kalcyt, kaolinit, hydromika oraz kryptokrystaliczne agregaty kwarcu, a miejscami włókna chalcedonu.

TUFY I IGNIMBRYTY RYOLITOWE

Działalność pirogeniczna II cyklu wulkanicznego zakończyła się na całym obszarze Gór Suchych potężnymi eksplozjami magm ryolitowych. Dostarczyły one grubych pokładów skał piroklastycznych, osadzonych na pokrywach trachybazaltów i litytów I i II cyklu wulkanicznego. Dokładniejsze poznanie natury petrograficznej tych utworów bardzo utrudnia brak większej ilości dobrych odsłoneń. Zbudowane z tych skał masywy górskie są przeważnie przykryte szatą leśną, a materiał skalny poza kilkoma małymi łomami jest dostępny jedynie w głębszych wcięciach dróg leśnych oraz w blokach skalnych leżących w dolinach.

G. Berg (1926), E. Dathe (1904) oraz E. Dathe, E. Zimmermann i G. Berg (1910) wyróżniają w tym kompleksie skalnym trzy zasadnicze rodzaje skał. W najniższych partiach występują warstwowane tufy porfirowe, które

wyżej przechodzą w grubą serię porowatych porfirów żuźłowatych, pełnych ksenolitów różnorodnych pod względem pochodzenia odmian skalnych. W ich stropie występuje pokrywa masywnych porfirów kwarcowych, rozwinęta głównie w środkowej części pasma Gór Suchych. Masywne i żuźłowate porfiry należą, zdaniem wymienionych autorów do potężnego wylewu powierzchniowego o maksymalnej miąższości około 200 m w okolicy Mieroszowa.

Cały ten porfirowy kompleks skalny, jako największa seria wulkaniczna na czerwonym spągowcu, wymaga odrębnych studiów geologicznych i petrograficznych. Badania autora ograniczyły się tylko do najlepiej odsłoniętych partii skalnych w rejonie Mieroszowa, Kowalowej, Głuszycy i Bartnicy uzupełnione bardziej ogólnymi spostrzeżeniami z pozostałego obszaru ich występowania.

Wspólną cechą omawianych skał jest prawie zupełny brak pionowego ciosu słupowego, jakiego należałoby oczekiwać ze względu na przypisywaną im powierzchniową formę geologiczną. Przeciwnie, nawet najbardziej zbite odmiany wulkanitów z Kowalowej (odśl. 51, 52, tabl. II), Głuszycy (fig. 3, odśl. 72—74) czy Bartnicy (fig. 4, odśl. 75) odznaczają się oddzielnością w postaci grubych i często dość płaskich bloków. Jest również rzeczą charakterystyczną, że zbite skały w okolicy Mieroszowa (tabl. II, odśl. 51), aczkolwiek przypominające wyglądem lawę, tworzą płasko zapadające na południo-wschód pokłady o grubości 2—4 m (Dathe 1910), podobne raczej do grubych ławic skał osadowych. Również w głębokiej dolinie między Gałazkami a Radosną (tabl. II) leży wiele potężnych bloków skał porfirowych o płaskich powierzchniach, zapewne należących do łagodnie leżących ławic.

W rzeczywistości wyróżnione przez geologów niemieckich w omawianej grupie skał tufy i lawy porfirowe reprezentują zespół skał piroklastycznych, wykształconych w postaci tufów wirokrystalicznych oraz ignimbrytów ryolitowych. Dla tego poziomu wulkanicznego jest znamieny brak kwaśnych skał wylewnych, występujących jedynie wśród wulkanitów najstarszego etapu działalności pirogeniczej.

Tufy wirokrystaloklastyczne

W spągowych partiach kompleksu tufogenicznego wyróżniają się swym warstwowaniem nieduże serie tufów psamitowych i pelitowych, przechodzące miejscami w utwory brekcyjne. Nie tworzą one stałego poziomu stratygraficznego, lecz przeważnie wyklinowujące się pokłady. Skały te, często o wygładzie piaskowców, zawierają drobne okruchy ostrokrawędzi-

stych skał różnego pochodzenia, spojonych pelitową i psamitową frakcją zdewitryfikowanego szkliwa.

Zgodnie z obserwacjami G. Berga (1926), tufy z okolicy Unisławia Śl. (tabl. II, odsł. 45, 46) składają się ze zmienionych skaleni, łyszczyków, fragmentów trachybazaltów, kwarcowo-biotytowych łupków krystalicznych oraz kuleczek zrekrystalizowanego szkliwa, nazwanych przez Berga pizolitami.

Bardzo podobne, lecz bardziej zróżnicowane utwory odsłaniają się na zachód od kolonii Ługowina (odsł. 47, 48). Występują tu wiroklastyczne tufy drobnowarstwowane z krystaloklastami kwarcu, ortoklazu i albitu. Oprócz kwarców magmowych obecne są tu okruchy kwarców (0,5—4 mm) ze skał kataklastycznych o charakterystycznym mozaikowym wygaszaniu światła, a miejscami obserwowane były okruchy granatu. W niektórych partiach skały są licznie nagromadzone ostrokrawędziste bloki (do 20 cm średnicy) brunatnych ryolitów z fenokryształami kwarcu, ortoklazu i albitu, nieznanymi *in situ* w Górach Suchych. Tworzą one wraz z innymi fragmentami trachybazaltów, gnejsów oraz różnych łupków kwarconóżnych brekcje o spoiwie stanowiącym nadwietrzały materiał piroklastyczny.

Drobne okruchy (10—15 mm) łupków albitowo-biotytowych z kwarcem są również składnikiem wiroklastycznych tufów okolicy Kowalowej. Krystaloblasty albitu ($An_2 - 2V_7 = 86^\circ$) w tych metamorfitech i biotyt są zupełnie dobrze zachowane. Ponadto tufy te zawierają zmienne ilości krystaloklastów kwarcu, ortoklazu i albitu An_0 w obfitej frakcji popiołowej, przepojonej pyłem hematytowym.

Zbliżony skład mineralny i strukturę wykazują tufy ryolitowe z zachodnich zboczy wzniesienia Ostoja w Łomnicy (fig. 3), opracowane szczegółowo przez M. Nożankę (1958b). W tych utworach o strukturze wiroklastycznej autorka stwierdziła okruchy kwarcu, ortoklazu, albitu An_{10} oraz fragmenty łupków ilastych, łyszczykowych i kwarcytów. Składnikiem tym towarzyszą kuliste agregaty zdewitryfikowanego szkliwa o chemizmie ryolitowym (tab. 23, anal. 61). Podobny skład chemiczny cechuje tufy pelitowe i występujące ponad nimi tufy psamitowe (tab. 23, anal. 58 i 60). Według obserwacji M. Nożanki skalenie tufów psamitowych przeważnie są zastąpione wysokodwójłomnym łyszczykiem agregatowym, a rzadko wśród nich zachowane świeże plagioklasy wykazują skład albitu An_8 do oligoklazu An_{16} .

W swym składzie chemicznym tufy odznaczają się nadmiarem glinki względem alkaliów (normatywny korund), spowodowanym wtórnymi przeistoczeniami skaleni.

Ponad tufami warstwowanymi występuje potężna seria porowatych i masywnych skał piroklastycznych, wyróżniona przez badaczy niemieckich pod nazwą żużłowatych porfirów kwarcowych („schlackige Quarzporphyre”). Wulkanity te są dominującym elementem składowym całego pasma Gór Suchych. Wyróżniają się one intensywnie czerwonym zabarwieniem z odcieniami szarymi i brunatnymi. W niektórych partiach skały te są szarozielonawe, a na ich powierzchniach widać bardzo często liczne plamy białawe powstałe wskutek lokalnego odbarwienia.

Właściwa tym skałom porowatość jest spowodowana licznymi próżniami, nadającymi im nieraz wygląd pumeksu. Tego rodzaju struktura porowata jest wywołana, według opinii G. Berga (1926) oraz E. Dathego, E. Zimmermanna i G. Berga (1910), silnym odgazowaniem lawy podczas jej krzepnięcia. Pogląd taki jest trudny do przyjęcia, gdyż w żadnym zbadanym odsłonięciu nie udało się znaleźć skał o takim właśnie wykształceniu próżni. Pory i próżnie są przeważnie nieregularne i wyglądają tak, jakby powstały wskutek wypłukania krążącą wodą bardziej miękkich cząstek skalnych. Istotnie, w skałach tych obserwuje się drobne fragmenty łupków ilastych a także pseudomorfozy kaolinitowe, które łatwo mogą być z takich skał usuwane. Jest również rzeczą znaną, że skały porowate występują przeważnie w powierzchniowych partiach odsłonięć, gdy głębiej porowatość ta zanika. G. Berg (1907) nadmienia, że właśnie takie skały obfitują w obcy materiał skalny i rozpadają się łatwo podczas wietrzenia w na wpół ziemistą masę barwy czerwonej. Z opisów tego autora można się domyśleć, że w rzeczywistości miał on do czynienia nie z lawą, lecz z tufem, gdyż jak podaje on, tło skalne niektórych odmian (tabl. II, odsł. 50) składa się z fluidalnie ułożonych cząstek szkliwa, pochodzących ze starszych wulkanitów spojonych później młodszą lawą, która według moich obserwacji przedstawia popiół wulkaniczny. Zawarte w tych skałach ostrokrawędziste „fenokryształy” kwarcu i skalenia interpretował Berg jako minerały pokruszone protoklastycznie, gdy w rzeczywistości są to typowe krystaloklasty.

W silniej zwietrzałych luźnych masach skalnych spotyka się twardsze utwory kuliste lub owaloidalne zmiennej wielkości, nieraz do 20 cm średnicy, przypominające swym wyglądem zewnętrznym bomby wulkaniczne i lapille. W ich wnętrzu autorzy niemieccy znajdowali jądra stanowiące ostrokrawędziste okruchy starszych porfirów lub trachybazaltów.

Badania mikroskopowe kilku takich utworów dowiodły, że przeważnie składają się one

Tabela 23

Skład chemiczny i normatywny (C.I.P.W.) ryolitowych skał piroklastycznych ze wschodniej i środkowej części Gór Suchych w % wag.

Chemical composition and norm minerals of the rhyolitic pyroclastic rocks from the eastern and middle part of Suche Góry in weight percentages

Nr analizy	56	57	58	59	60	61
SiO ₂	72,38	77,80	73,99	80,38	81,15	81,83
Al ₂ O ₃	12,10	11,19	11,95	7,55	9,79	10,53
Fe ₂ O ₃	3,93	2,15	2,81	1,92	1,17	0,34
FeO	0,07	—	0,32	0,15	0,49	nieozn.
MgO	0,34	0,29	1,19	0,83	0,37	0,14
CaO	0,22	0,40	0,35	1,30	0,39	0,18
Na ₂ O	1,00	0,92	0,98	1,06	2,85	2,56
K ₂ O	8,30	6,78	5,25	4,80	3,31	3,10
H ₂ O ⁺	0,91	0,81	3,27	0,35	0,55	1,37
H ₂ O ⁻	0,44	0,31	0,35	0,11	0,36	0,45
TiO ₂	0,14	0,06	0,18	0,45	0,19	0,11
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,14	—	0,18	0,45
MnO	—	—	—	0,02	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	1,70	—	—
Σ	99,85	100,78	100,78	100,62	100,80	101,06*
d	2,571	2,610	—	2,574	—	—
Kwarc (Q)	34,0	45,5	46,4	55,6	51,8	55,3
Korund (C)	1,2	1,9	4,5	0,6	1,6	3,1
Ortoklaz (or)	48,9	40,0	30,6	28,3	19,5	18,4
Albit (ab)	8,4	7,9	8,4	9,0	23,6	21,0
Anortyt (an)	0,9	1,1	0,6	—	—	—
Σ _{Sal}	93,4	96,4	90,5	93,5	96,5	97,8
MgSiO ₃ (en)	0,8	0,7	3,0	0,5	0,8	0,3
Magnetyt (mt)	—	—	0,5	—	1,1	—
Ilmenit (il)	0,2	—	0,3	0,4	0,3	—
Hematyt (hm)	3,9	2,1	2,6	1,9	0,5	0,3
Rutyl (ru)	—	0,1	—	0,2	—	0,1
Apatyt (ap)	0,1	0,3	0,3	—	0,7	0,6
Kalcyt (cc)	—	—	—	3,6**	—	—
Σ _{Fem}	5,0	3,2	6,7	6,6	3,4	1,3
Sal + Fem	98,4	99,6	97,2	100,1	99,9	99,1
% mol. An w plag. norm.	9,5	12	6	0	0	0

* W publikacji podano sumę analizy 100,61.

** Niedomiar wapnia zrównoważono magnezem, obliczając dolomit o zawartość 40% mol. magnezytu.

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. II, Figs. 3, 4):

56 — Bartnica. Ignimbryt fioletowoszary — odst. 75. Violet-gray ignimbrite — outcr. 75.

57 — Kowalowa. " " " 51. " " " 51.

58 — Łomnica. Tuf psamitowy — odst. 71 (Nożanka 1958b). Psammitic tuff — outcr. 71.

59 — Dworki. Tuf zsylikowany — odst. 86. Silicified tuff — outcr. 86.

60 — Łomnica. Tuf pelitowy — odst. 71 (Nożanka 1958b). Pelitic tuff — outcr. 71.

61 — Łomnica. Sferulity szklawa z tufu pelitowego — odst. 71. Anal. M. Nożanka (1958b). Glass spherulites separated from the pelitic tuff — outcr. 71.

Analizy 56—60 wykonał dr H. Pendias.

z popiołowej frakcji piroklastycznej, przepojonej krzemionką, i z nielicznych krystaloklastów kwarcu i ortoklazu. Geneza tych utworów jest zagadkowa. Wydaje się, że mogły one powstać podczas staczania się wyrzuconych przez wulkan okruchów skalnych po stromych zboczach jego stożka, pokrytych wilgotnym popiołem wulkanicznym i potem stwardniały. Mniejsze takie zaokrąglone utwory, około 2,5 cm średnicy, są utworzone z typowej zrekrystalizowanej lawy ryolitowej. W swym wnętrzu nie zawierają one skał obcych, a na ich powierzchniach występują cienkie powłoczki z odszklonego szkliwa o strukturze krypto-kryształicznej. Najprawdopodobniej są to lapille.

Tufy wiroklastyczne wszystkich zbadanych odsłoneń w rejonie Kowalowej przedstawiają dość monotony typ skał o strukturze krystaloklastycznej i teksturze bezładnej, masywnej, a w odmianach zwietrzałych porowatej. Obfite tło skalne o budowie wiroklastycznej składa się z ostrokrawędzistych okruchów zdewitryfikowanego szkliwa, spojonych jeszcze drobniejszą frakcją popiołową przenikniętą pyłem hematytowym. W niektórych partiach skał zmniejsza się koncentracja hematytu, przez co struktura tła skalnego staje się mniej wyraźna i skała upodabnia się do prawdziwej lawy. Liczne krystaloklasty, do 10 mm wielkości należą przeważnie do kwarcu, ortoklazu i albitu.

Kwarc tworzy ziarna silnie spękanę z głębokimi zatokami korozyjnymi, wypełnionymi zrekrystalizowanym szkliwem. Niektóre z nich ujawniają w skośnych przekrojach do osi *c* prawie prostokątną oddzielność przechodzącą miejscami w nieregularne spękania. Rzadziej występują euhedralne słupki dwupiramidalnego kwarcu. Również w nich zaznaczają się zjawiska korozji magmowej.

Ortoklaz występuje w świeżych ziarnach ostrokrawędzistych ($2V_\alpha = 18-35^\circ$, $\alpha \wedge (001) = 9-11^\circ$). Interesujące są krystalograficznie zgodne zrosty tego minerału z prawie czystym albitem $An_0 - An_2$ (fig. 15a, b) oraz rzadko spotykane jego przerosty z kwarcem (fig. 15c), sprawiające wrażenie jakby ortoklaz był wpasowany w zatokę korozyjną kwarcu.

Albit tworzy również krystaloblastyczne zrosty z kwarcem oraz duże ziarna z powyginanymi i poprzesuwanymi prążkami bliźniaczymi, pochodzące z rozkruszonych skał metamorficznych. Albity takiego pochodzenia $An_2 - An_4$ wykazują mniejszy kąt osi optycznych $2V_\gamma = 80-86^\circ$ od niektórych albitów o takim samym składzie, lecz morfologicznie jednorodnych ($2V = 90^\circ$). Zdarzają się na nich obwódki skaleni potasowego o $2V_\alpha = 33^\circ$.

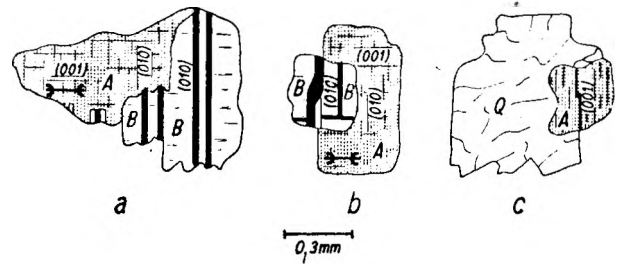


Fig. 15

Składniki tufów wiroklastycznych z Kowalowej
a, b — krystalograficznie zgodne zrosty ortoklazu z albitem An_0 , c — przerost manebachskiego bliźniaka ortoklazu z kwarcem, A — ortoklaz, B — albit, Q — kwarc

Components of vitroclastic tuffs from Kowalowa
a, b — crystallographically oriented accretion of orthoclase and albite An_0 crystals, c — accretion of quartz and Manebach twinned orthoclase grains, A — orthoclase, B — albite, Q — quartz

Gdziekolwiek trafiają się w tych skałach strzępy biotyту oraz spore ziarna cyrkonu.

Obfite tło skalne, niekiedy o wyglądzie felzytowym, składa się z delikatnych cząstek zdewitryfikowanego szkliwa (0,01—0,2 mm) w formie ostrych łuków i pałeczek spojonych jeszcze drobniejszą substancją popiołową. Mimo widocznej w wielu miejscach sylifikacji utwory te zachowały swe formy pierwotne. Rekryształizacja doprowadziła do powstania w tych cząstkach mikroziarnistych agregatów skaleni potasowych i kwarcu lub chalcedonu. Tego rodzaju krzemionka tworzy również regeneracyjne obwódki na krystaloklastach kwarcu. Szkliste cząstki są poprzierastane delikatnymi łuszczykami hydromiki.

We wszystkich tych tufach występują liczne okruchy trachybazaltów, zalbityzowanych litytów anortoklazowych oraz starszych ryolitów wirofirowych. Szczególnie interesujące okazały się fragmenty wulkanitów, znalezione w tufach na zachodnim zboczu wzgórza Jatki na południe od Kowalowej (odsł. 49). Miejscami tworzą one tak duże nagromadzenia, że skała przechodzi w brekcję spojona popiołem wulkanicznym.

Okruchy wulkanitów o średnicy około 15 mm (prawdopodobnie przeobrażonych dacytów), składają się z fenokryształów albitu i zapewne zmienionej hornblendy. Albity o składzie An_0 odznaczają się wyraźnie ujemnym znakiem optycznym ($2V_\alpha = 84-87^\circ$). Inne znów okruchy skalne (może lityty) zawierają fenokryształy częściowo zalbityzowanego oligoklazu $An_{21} - An_{27}$, a powstały z nich albit An_0 jest jak zwykle optycznie ujemny ($2V_\alpha = 78,5-83,5^\circ$). Skaleniom tym towarzyszy diopsyd ($2V_\gamma = 39^\circ$).

Oprócz tych okruchów wyróżniają się jeszcze inne typy skał, jak: wapienie, piaskowce, łupki ilaste, kwarcyty oraz kwarcowo-muskowitowe szczątki skał metamorficznych. Wśród krystaloklastów są obecne nieraz spore ziarna albitu $An_0 - An_2$, oligoklastu An_{27} i andezynu An_{34} .

Identyczne tufy ryolitowe występują w okolicy Unisławia Śl., Starego Lesieńca, Grzęd i Radosnej. Oprócz krystaloklastów ortoklastu ($2V_\alpha = 24-31^\circ$) w tych skałach zwracają uwagę ziarna mikroklinu ($2V_\alpha = 78^\circ$), okruchy granofiowych przerostów skaleni potasowych z kwarcem, duże agregaty kataklastycznych kwarców mylonitowych (?) oraz fragmenty kwaśnej lawy o strukturze sferolitowej. Dla wszystkich zbadanych fragmentów skał i minerałów bardzo charakterystyczny jest brak jakichkolwiek przejawów reakcji termicznych z otaczającą je substancją mineralną tła skalnego. Ten fakt jak również obecność mikroklinu o nie zmienionej optyce upewnia nas w przekonaniu, że materiał ten był deponowany na „zimno”.

Bardzo podobne do wyżej opisanych skał piroklastycznych są tufy wiroklastyczne z rejonu Głuszycy, Świerków i Tłumaczowa. Przeważnie są to skały różowawoszare, zbite, a w stanie zwiędzłym bardziej porowate, z nieregularnymi kawernami. W ich wyglądzie zewnętrznym uderza wyraźna niejednorodność, zaznaczająca się drobnymi okruchami skał do 2 cm średnicy, ułożonych w skale bezładnie.

Najlepsze odsłonięcie tych wulkanitów znajduje się w kamieniołomie głuszyckim (fig. 3), gdzie występują one ponad trachybazaltami. Ich główną masę skalną stanowią ziarna szklawa oraz lapille (pl. XIV, fot. 1, 2) wywodzące się z magmy ryolitowej. W takim tle skalnym tkwią krystaloklasty ortoklastu ($2V_\alpha = 25-55^\circ$), a rzadziej skalenia potasowego o cechach optycznych mikroklinu ($2V_\alpha = 72-73^\circ$). Towarzyszy im albit An_0 , kwarc i okruchy słupków zielonej hornblendy. Identyczne tufy znajdujemy w rejonie wsi Granne, w kilku odsłonięciach na południe od Głuszycy oraz koło Świerków i Krajanowa. Zamknięte w nich obce skały należą do zalbityzowanych trachybazaltów, mikroziarnistych ryolitów, łupków kwarcowo-muskowitowych, granoblastycznych agregatów skaleni potasowych i kwarcu oraz kwarcytów.

Najwięcej trudności sprawiły autorowi skały piroklastyczne z Dworek (fig. 4, odsł. 86, 87), występujące na wzgórzu Głowy między trachybazaltami. Są to skały niezwykle twarde, przypominające swym wyglądem typową lawę ryolitową o strukturze drobnoporfirowej. Skały te według E. Dathego, E. Zimmermanna i G. Berga (1910) oraz G. Berga (1913) tworzą pień

przebijający trachybazalty. Podobne sugestie nasuwały się S. Kozłowskiemu (1958b, 1963), zwłaszcza że stwierdził on bardzo stromy kontakt tych skał z trachybazaltami oraz pewne ich zmiany na przestrzeni około 20 cm w strefie kontaktowej. Nie inaczej interpretował te skały autor podczas swych obserwacji polowych.

Tymczasem badania mikroskopowe wykazały zupełnie nieoczekiwane, że jest to silnie zsylikowana skała piroklastyczna o dobrej zachowanej strukturze pierwotnej (pl. XV, fot. 1). Obfite tło skalne składa się z drobnych, silnie skwarcowanych cząstek szklawa o zmiennej wielkości, w formie sierpów oraz powyginanych i na zakończeniach postrzępionych fragmentów szklawych. Krystaloklasty reprezentuje ortoklast ($2V_\alpha = 23-29^\circ$), albit $An_0 - An_3$ i kwarc. Charakterystyczne, że albit jest przeważnie optycznie ujemny ($2V_\alpha = 84,5-89^\circ$), rzadziej dodatni ($2V_\gamma = 89^\circ$) lub neutralny ($2V_\alpha = 90^\circ$). Skała zawiera ponadto gniazdowe skupienia kwarcu z romboedrami dolomitu ankerytowego ($e\Delta e' = 20-22^\circ$), w którym 20% Mg jest zastąpione żelazem (Gilbert Turner 1949). W chemizmie tych skał zaznacza się wysoki udział krzemionki obok stosunkowo niskiej zawartości glinki (tab. 23, anal. 59), co wcale nie dziwi wobec silnej sylikacji.

Skały tufogeniczne z Dworek są dobrym przykładem upodabiania się kwaśnych skał piroklastycznych do prawdziwych law ryolitowych zarówno w swym wyglądzie megaskopowym, jak i w formie geologicznej.

I g n i m b r y t y

W Kowalowej koło Mieroszowa występuje w stropie tufów wiroklastycznych gruba pokrywa zwięzłych skał fiołkowoszarych, a dalej na wschód białawych (tabl. II), z licznymi fenokryształami (2—4 mm) ortoklastu i zadytmionego kwarcu. Miejscami zawierają one widoczne megaskopowo żółtaworóżowawe ksenolity zalbityzowanych latytów anortoklastowych, około 20 mm średnicy, z cienkimi białymi otoczkami powstałymi w wyniku ich powierzchniowego odbarwienia. Według G. Berga (1926) skały te należą do tego samego wylewu, co niżej leżące porfiry „żuźlowate”, ze względu na stopniowe przejście jednych utworów w drugie. Również autor wyraził w swej ostatniej publikacji (1959) pogląd, że utwory te są skałami wylewnymi o składzie mineralnym ryolitów alkalicznych. Jednak późniejsza, bardziej szczegółowa analiza dużej ilości materiału skalnego z okolicy Kowalowej i Mieroszowa dowiodła, że geneza tych skał była

związana z eksplozywną działalnością wulkaniczną.

Oglądane w mikroskopie szlify jaśniejszych odmian tych wulkanitów są ładując podobne do lawy porfirowej, zwłaszcza między skrzyżowanymi nikolami. Liczne krystaloklasty ortoklaz (13—15% obj.), kwarcu (11—16% obj.) i bardzo rzadko albitu An_3 są ułożone bezładnie w sferolitowym tle skalnym (pl. XV, fot. 2).

Ortoklaz o składzie około $Or_{80}Ab_{20}$ jest przeważnie świeży. Cechuje go zmienny kąt osi optycznych $2V_\alpha$ (20—45°) i kąt wygaszania światła $\alpha \Lambda$ (001) w przekrojach $\perp \gamma$ 9—12°. Krystaloklasty ortoklaz i kwarcu są nieraz silnie pokruszone, a w tych ostatnich częste są zatoki korozyjne. Tło skalne składa się z fluidalnie ułożonych smużek zrekrytalizowanego szkliwa, „opływających” krystaloklasty.

W ciemniejszych odmianach skał bogatszych w pigment hematytowy widać wyraźnie, że zrekrytalizowane tło szkliste przedstawia zwarty agregat wydłużonych fragmentów szkliwa w formie płaskich soczewek i sierpów. Zarys morfologiczny tych składników jest wyrazistszy dzięki obfitym nagromadzeniom pyłu hematytowego na ich obwodzie. Często utwory te są wygięte wokół krystaloklastów (pl. XVI, fot. 1, 2), symulując fluidalne tekstury prawdziwych law ryolitowych. Na brzegach wielu krystaloklastów widać resztki szkliwa (pl. XVI, fot. 1), które ząbają się silnie z sąsiednimi cząstkami szkliwa. Charakterystyczne przy tym, że otulające krystaloklasty wygięte strzępki szkliwa nie są wcale pokruszone. Pierwotne formy strzępków szklitych zachowały się doskonale mimo całkowitej rekrystalizacji, której produktem jest agregat sferolitowego skalania potasowego z kwarcem.

Z powyższych obserwacji jasno wynika, że skały te składają się z cząstek szkliwa posklejanych ze sobą w temperaturze na tyle wysokiej, że będąc jeszcze podczas osadzania się w stanie półplastycznym, mogły nie łamać się wyginać wokół krystaloklastów.

Tego rodzaju utwory piroklastyczne o szczególnym sposobie tworzenia się odpowiadają skałom nazwanym przez Marshalla *ignimbrytami*. Ścisłą definicję tych skał podał A. Maucher (1960), uważając, że ignimbryty są skałami powstałymi z bardzo ciekłych zawiesin delikatnych cząstek magm kwaśnych w bardzo gorących gazach, w temperaturach powyżej ich punktu zmiękczenia, umożliwiając im przeformowanie i wzajemne sklejenie się podczas i po osadzeniu się.

Takie zawiesiny stałej materii (np. fragmenty skał, krystaloklasty) i kropelek lawy w go-

jących gazach mają płynność bardzo ruchliwych cieczy o wielkich prędkościach płynięcia, wynoszących na przykład na Kamczatce 200 km/godz. (op. cit.). Mogą więc one na podobieństwo prawdziwych law tworzyć pokrywy o łagodnych, prawie poziomych powierzchniach. Według A. Mauchera utwory takie w pewnych stadiach tworzenia się odpowiadają swym stanem fizycznym homogenicznemu układowi jednofazowemu jako „aerozol” bliższy stanowi emulsji. Jeśli jednak taki stan zanika wskutek ochłodzenia, to pierwotny układ jednofazowy przechodzi w wielofazowy, dla którego obowiązują już prawa transportu i sedymentacji eolicznej. Powstaje wówczas nie ignimbryt, lecz normalny tuf. Poza tym uważa on, że rzadko na podstawie okazu udaje się odróżnić ignimbryt od lawy czy też od tufu. Identyfikacja taka najczęściej wymaga bardzo dokładnego ustalenia geologicznych warunków występowania danej skały, co w obszarach wulkanicznych nie jest łatwe, zwłaszcza że ignimbryty mogą również wykazywać wyraźną oddzielność kolumnową (Rittmann 1960).

Ignimbryty z okolic Kowalowej odznaczają się bardzo wysoką koncentracją potasu obok niskiej zawartości sodu (tab. 23, anal. 57). Ich chemizm odpowiada silnie alkalicznym magmom ryolitowym. Przybliżony rzeczywisty skład mineralny ignimbrytu z Kowalowej (odsl. 51) podano w tabeli 24. Obliczono go na podstawie mikroskopowo wyznaczonego składu mineralnego skały zanalizowanej chemicznie (tab. 23, anal. 57).

Tabela 24

Skład mineralny ignimbrytu ryolitowego z Kowalowej w % wag.

Mineral composition of rhyolitic ignimbrite from Kowalowa in weight percentages

Nr analizy	35
Ortoklaz	49,3 (13)
Kwarc	44,0 (13)
Biotyt	1,2
Apatyt	0,1
Tlenki żelaza i tytanu	2,0
Iron nad titanium ores	
Illit	0,7
Kaolinit	4,0
Średni skład skałenka alkalicznego: Average composition of alkali feldspar $Or_{80,3}Ab_{16,1}An_{3,4}$	

Lokalizacja próbki — localization of sample (Tabl. II): 35 — odsl. — outer. 51. Cyfry w nawiasach odnoszą się do ilości fenokryształów. Numbers in parentheses indicate the amount of phenocrysts.

S. Kozłowski (1963) wyraził niedawno pogląd, że kwaśne wulkanity ze wschodniej części niecki śródsudeckiej mogą pod względem genetycznym odpowiadać „tufolawom” (termin ten jest pojmowany przez niektórych badaczy radzieckich jako synonim ignimbrytu). Opinia ta pokrywa się w pełni z moimi obserwacjami nad niektórymi wystąpieniami tego rodzaju skał w Bartnicy (fig. 4) i Głuszycy Górnej (fig. 3).

W dwuczęściowym dużym kamieniołomie Bartnicy (odsł. 75) występują szaroróżowawe i żółtawoszare skały bardzo podobne do wyżej opisanych ignimbrytów z Kowalowej. W ścianach kamieniołomu widać oddzielność blokową tych skał, miejscami trochę podobną do kolumnowej. Skały te ze względu na swą twardość były eksploatowane od 1880 r. na kamień brukowy i tłużeń dla kolejnictwa (Dathe 1904).

Mikrostruktura tych skał jest również podobna do budowy ignimbrytów z okolicy Mieroszowa, na pierwszy rzut oka może mniej wyrazista ze względu na słabszą koncentrację pigmentu hematytowego. Mimo to widać jednak wyraźnie, że składa się ona ze zwartego zespołu strzępków szkliwa, opływającego fluidalnie krystaloklasty ortoklaz (2V_a = 24—32°), albitu An₀, kwarcu oraz drobne okruchy trachybazaltów. Na krystaloklastach są widoczne przywarte resztki szkliwa, strzępiasto wnika-jące w sąsiednie cząstki szkliste. Produktem rekrytalizacji elementów szklistych są sfero-

lity skaleni potasowych i kwarcu. Chemizm ignimbrytu z Bartnicy (tab. 23, anal. 56) jest bardzo zbliżony do podobnych skał z Kowalowej, lecz zawartość potasu tu jest jeszcze wyższa (8,30% wag. K₂O).

Podobne skały, lecz bogatsze w krystaloklasty kwarcu znajdujemy w małych łomkach na południowo-wschodnich zboczach Raroga w okolicy Głuszycy Górnej (fig. 3, odsł. 72—74). W łomiku 74 odsłonięte skały są tak twarde, że trudno z nich wyciosać większy kawałek okazu. Struktura tła skalnego wykazuje wiele cech wspólnych z opisanymi wyżej ignimbrytami (pl. XVII, fot. 1). Wygięte cząstki szkliste, zrekrystalizowane na agregat skalenia potasowego i kwarcu, tworzą „wiry” dokoła krystaloklastów i lapillów ryolitowych o strukturze sferolitowej z fenokryształami kwarcu i ortoklaz (2V_a = 16—31°, α Λ (001) ⊥ γ = 12°). Wśród okruchów trachybazaltów i ryolitów trafiają się fragmenty starszych tufów ryolitowych.

Bardzo zbliżone strukturalnie, lecz mniej świeże skały, występują w łomiku 72. Oprócz krystaloklastów ortoklaz o małym kącie osi optycznych (2V_a = 16—31°, α Λ (001) ⊥ γ = 12°) i kwarcu są obecne w tych skałach liczne fragmenty zalbityzowanych trachybazaltów, łupków kwarcowo-mikowych oraz kataklastycznych agregatów kwarcowych. Ich tło skalne, zwłaszcza w skałach z łomiku 73, przypomina swym wykształceniem ignimbryty.

ERUPCJE III CYKLU WULKANICZNEGO

Ostatnim aktem wulkanizmu czerwonego spagowca były erupcje trachybazaltów, zakończone eksplozjami tufów ryolitowych w południowo-wschodniej części niecki śródsudeckiej. Prawie cały ten kompleks najmłodszych poziomów wulkanicznych znajduje się w Czechosłowacji (tabl. I).

Trachybazalty i związane z nimi tufy tworzą trzy pokrywy lawowe, ciągnące się równoległymi pasami na północo-wschód od Broumova (Czechosłowacja). Między poszczególnymi erupcjami panowały długotrwałe przerwy, podczas których odbywała się sedymentacja osadów detrytycznych osiagających miąższość ponad 100 m (Kozłowski 1963). Południowy kraniec trzeciej pokrywy znajduje się w polskiej części niecki śródsudeckiej (fig. 16), sięgając aż do okolicy Tłumaczowa.

Największe nasilenie wylewów trachybazaltów przypada w depresyjnym obszarze Šonova, który jest, zdaniem S. Kozłowskiego, głównym ośrodkiem erupcyjnym migrującym

w miarę rozwoju wulkanizmu w kierunku południowo-wschodnim. Według badań w północnym rejonie Šonova przeprowadzonych ostatnio przez R. Faltyńka (1962), oprócz pokryw lawowych występują tam jeszcze utwory piroklastyczne w postaci tufów i aglomeratów.

Poniższa charakterystyka petrograficzna wulkanitów z Šonova i Rudawy opiera się na analizie 7 próbek skalnych, otrzymanych od S. Kozłowskiego. Reprezentują one wszystkie trzy poziomy wylewów bardziej zasadowych i jedną ryolitową serię piroklastyczną.

Trachybazalty w stanie świeżym są prawie czarnymi skałami afanitowymi o strukturze porfirowej, zaznaczonej szklisto połyskującymi tabliczkami plagioklazów (2—4 mm), czarnymi słupkami piroksenów (1 mm) oraz sporadycznymi ziarnami zielonawych oliwinów. W skałach tych już megaskopowo widać dużą ilość szkliwa o charakterystycznym tłustym połysku i muszlowym przełamie. Cecha ta wyraźnie odróżnia te skały od ich starszych odpowiedni-

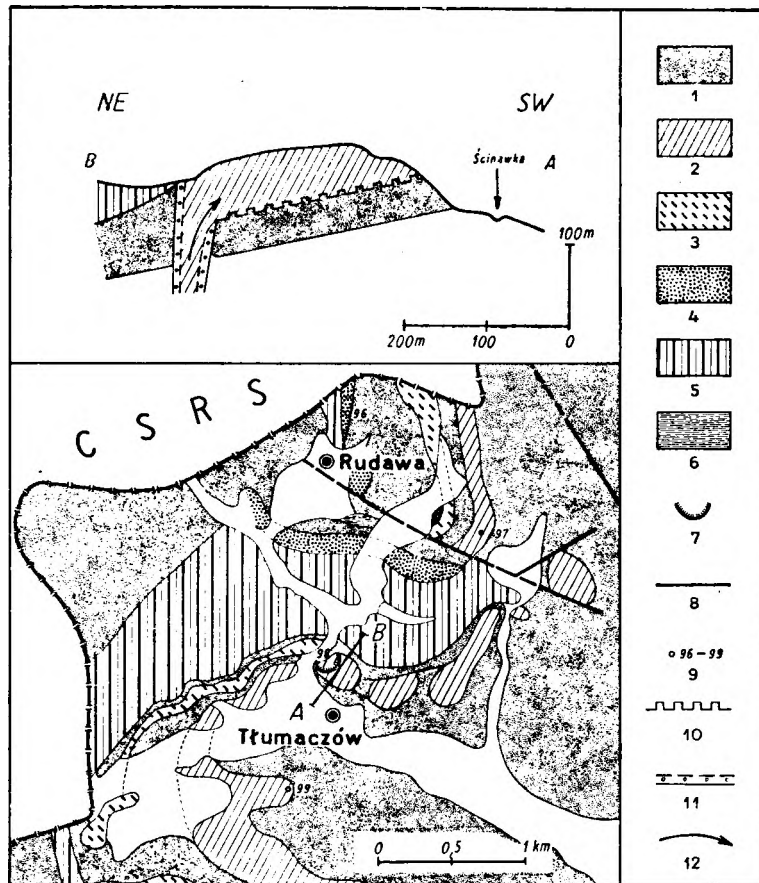


Fig. 16

Sytuacja geologiczna i przekrój A — B wulkanitów permjskich w okolicy Tłumaczowa wg S. Kozłowski (1963)

1 — osady detrytyczne środkowego czerwonego spągowca, 2 — trachybazalty I cyklu wulkanicznego, 3 — tufy ryolitowe II cyklu wulkanicznego; III cykl wulkaniczny: 4 — trachybazalty, 5 — tufy trachybazaltowe, 6 — tufy ryolitowe; 7 — kamieniołom, 8 — uskoki, 9 — odsłonięcia skał opisanych w tekście, 10 — kontakty termiczne, 11 — brekcja wulkaniczna, 12 — kierunek płynięcia lawy

Geological setting of the Permian volcanic rocks and geological cross-section A—B in the environs of Tłumaczów after S. Kozłowski (1963)

1 — detrital deposits of the Middle Rotliegendes, 2 — trachybasalts of the Ith volcanic cycle, 3 — rhyolitic tuffs of the IIrd volcanic cycle; IIIrd volcanic cycle: 4 — trachybasalts, 5 — trachybasaltic tuffs, 6 — rhyolitic tuffs, 7 — quarry, 8 — faults, 9 — outcrops referred to in the text, 10 — thermic contacts, 11 — volcanic breccia, 12 — direction of lava flow

ków na pozostałym obszarze niecki śródsudeckiej.

Próbki z drugiego (tabl. I, odsł. 100) i trzeciego wylewu (odsł. 103) okazały się skałami identycznymi.

Fenokryształy plagioklazę występują w tabliczkach i listewkach najczęściej o składzie labradoru An_{58} — An_{70} (pl. XVII, fot. 2), rzadziej bytownitu An_{75} tworzącego przeważnie jądra pasowo rozwiniętych skaleni. Pospolita jest w nich rekurencja pasów, np. jądro bytownitu An_{75} otacza naprzemianległy układ obwó-

dek labradoru An_{65} , An_{67} i bytownitu An_{73} . Inne plagioklasy pasowe ujawniają normalne następstwo obwódek o zmienności od jądra na zewnątrz 65, 58 lub 67 i 53% mol. An. Liczne fenokryształy plagioklazę okładowały podczas szybkiej krystalizacji obfite ilości szkliwa (pl. XVIII, fot. 1) oraz mikrolity piroksenów rombów i jednoskośnych. Miejscami tabliczki labradoru tworzą z bronzem zespoły spojone szklivem (pl. XVIII, fot. 2).

Pirokseny jednoskośne występują w dwóch odmianach. Jedne z nich wykazują cechy

optyczne augitu diopsydowego, o kącie wygaszania $c \wedge \gamma$ od 40 do 43° i $2V_\gamma = 48-50^\circ \parallel (010)$, a inne ubogiego w wapń pigeonitu, praktycznie jednoosiowego ($2V_\gamma \approx 0^\circ$) o kącie wygaszania $c \wedge \gamma = 37-39^\circ$. Na niektórych częściowo zaokrąglonych słupkach augitu ($2V_\gamma = 48,5^\circ$) występują krystalograficznie zgodne obwódki piroksenu o odwrotnej orientacji płaszczyzny osi optycznych jak w augicie, tzn. $\perp (010)$ i bardzo małym kącie $2V_\gamma$, wynoszącym $15-17^\circ$. Jest to pigeonit jeszcze uboższy w wapń. Takie nienormalne nastęstwo krystalizacji piroksenów musiało być spowodowane okresowym wzrostem temperatury lawy, z której mógł jeszcze wydzielać się pigeonit zamiast augitu (być może wskutek przypowierzchniowych reakcji egzotermicznych).

Słupki piroksenu rombowego (pl. XVIII, fot. 2) odpowiadają swym składem członowi bronzytowemu ($En_{80}Fs_{20} - En_{78}Fs_{22}$ ($2V_\alpha = 74-76,5^\circ$)). Niektóre z nich otaczają delikatne obwódki augitu.

W podrzędnej ilości występuje oliwin (chryzolit $Fe_{0,82}Fa_{1,18}$, $2V_\alpha = 87^\circ$), częściowo zwykle zastąpiony serpentynem lub silnie dwójłomnym zielonawym lyszczykiem (bowlingit?).

Tło skalne składa się z obfitego, prawie izotropowego szkliwa (pl. XVII, fot. 2; pl. XVIII, fot. 2) pełnego mikrolitów labradoru $An_{53} - An_{60}$, rzadziej An_{65} , czarnych tlenków żelaza (magnetyt i ilmenit) i apatyty. Między listewkami skaleni występują mikrolity piroksenów jednoskośnych ($c \wedge \gamma = 40^\circ$) i drobne ilości bronzyty. Niektóre z nich obrastają częściowo mikrolity labradoru.

Bardzo interesujące są w tych skałach agregaty wybitnie zasadowych plagioklazów z bronzitem, przesiąknięte miejscami szkliwem. Utwory te, o średnicy $7-10$ mm, przypominają swym wyglądem enklawy (pl. XIX, fot. 1) zbudowane z listewek ($0,05-0,3$ mm długości) lub subhedralnych ziarn bytownitu $An_{75} - An_{86}$ i anortytu An_{95} z pasem zewnętrznym labradoru An_{53} . Słupki bronzyty wykazują skład zbli-

Tabela 25
Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) trachybazaltów z Šonova (CSRS) w % wag.
Chemical composition and norm minerals of Šonov trachybasalts in weight percentages

Nr analizy	62	63	Minerały normatywne w % wag.	62	63
SiO ₂	56,72	58,58	kwarc (Q)	13,7	20,8
Al ₂ O ₃	15,20	15,59	korund (C)	—	6,3
Fe ₂ O ₃	2,34	2,98	ortoklaz (or)	9,5	15,6
FeO	5,28	0,91	albit (ab)	29,3	32,5
MgO	2,82	3,45	anortyt (an)	21,1	0,3
CaO	5,89	3,60			
Na ₂ O	3,55	3,87	Σ_{Sal}	73,6	75,5
K ₂ O	1,60	2,60	CaSiO ₃	2,2	—
H ₂ O ⁺	3,14	3,16	MgSiO ₃ } (di)	1,2	—
H ₂ O ⁻	1,05	0,84	FeSiO ₃ }	1,0	—
TiO ₂	1,60	1,42	MgSiO ₃ } (hy)	5,7	8,5
P ₂ O ₅	0,39	0,35	FeSiO ₃ }	4,2	—
MnO	0,10	0,08	magnetyt (mt)	3,3	—
CO ₂	—	2,50	ilmenit (il)	3,0	2,0
S	0,10	0,06	hematyt (hm)	—	3,0
			rutyl (ru)	—	0,4
			apatyt (ap)	1,0	0,7
			piryt (pr)	0,3	0,1
			kalcyt (cc)	—	5,7
Σ	99,78	99,94	Σ_{Fem}	21,9	20,4
			Sal + Fem	95,5	95,9
d	2,678	2,649	% mol. An w plag. normat.	40	~ 1

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. I):

62 — trachybazalt porfirowy, czarny. Odsł. 103. Porphyritic trachybasalt, black. Outcr. 103.

63 — szczyt wzgórza Homole. Porfirowy trachybazalt zalbityzowany, szarozielonawy. Odsł. 102. top of the Homole hill. Albitized trachybasalt, porphyritic, gray-greenish. Outcr. 102.

żony do fenokryształów $En_{75}Fs_{25}$ ($2V_{\alpha} = 70^{\circ}$) i $En_{80}Fs_{20}$ ($2V_{\alpha} = 76^{\circ}$).

W tle skalnym występują również ksenokryształy kwarcu z obwódkami reakcyjnymi piroksenów o bardzo małym kącie osi optycznych $2V_{\gamma}$, rzędu paru stopni (pigeonit?). W niektórych partiach szkliwo zastępuje minerał o cechach optycznych analcymu, który wraz z zeolitami i węglanami jest również składnikiem nielicznych i drobnych próżni skalnych.

Wśród drobnych porwaków (5—10 mm) napotkano jedynie wulkanity strukturalnie podobne do skały otaczającej (pl. XVIII, fot. 1), złożone z mikrolitów labradoru An_{50} — An_{61} i piroksenu jednoskośnego.

Identyczne wulkanity jak w Šonovie występują koło wsi Rudawa (fig. 16, pl. XVII, fot. 2), lecz są gorzej zachowane.

Skład chemiczny dość świeżego wulkanitu z Šonova przedstawia tabela 25 (anal. 62), a przybliżony ilościowy skład mineralny tych skał z drugiego i trzeciego wylewu podano w tabeli 26.

Swym składem mineralnym upodabniają się one bardzo do trachybazaltów II cyklu z Dworek i Krajanowa. Ich wspólną cechą, nie spotykaną w innych zbadanych skałach, jest występowanie silnie zasadowych plagioklazów i pi-

roksenów rombowych. Jednak trachybazalty z Dworek i Krajanowa są na ogół zasobniejsze w wapń i potas (tab. 15, anal. 38—40). Również zbliżony chemizm wykazują trachybazalty ze Świerków (tab. 8, anal. 11) z wyjątkiem potasu, którego zawierają one więcej od porównywanej skały z Šonova.

Porównując rzeczywisty i normatywny skład mineralny trachybazaltu (tab. 25, 26) z Šonova stwierdzamy, że wszystek skałen potasowy ukrywa się w obfitym szkliwie, które powinno również zawierać sporo kwaśniejszych plagioklazów i kwarc. Podobnie jak w wielu trachybazaltach Gór Suchych, tak i tu uderza duża zawartość normatywnego kwarcu.

W próbce z pierwszego wylewu (odśl. 101) o strukturze podobnej do wyżej opisanych trachybazaltów znaleziono interesujące porwaki wulkanitów około 2 cm średnicy (pl. XIX, fot. 2) bardzo podobnych do trachybazaltów I cyklu z Krajanowa i Tłumaczowa (fig. 4, 16). Składają się one z listewek labradoru An_{56} i zmienionego szkliwa. Obok porwaków obserwuje się w tych skałach ksenokryształy kwarcu z reakcyjnymi obwódkami piroksenów.

Z tego samego poziomu erupcyjnego pochodzi próbka zalbityzowanego trachybazaltu ze wzgórza Homole (fig. 1, odśl. 102), o identycznej strukturze jak w opisanych wyżej skałach z Šonova. Plagioklasy uległy prawie całkowicie odwapnieniu, osiągając skład An_0 — An_2 , natomiast pirokseny przeobraziły się w agregat bladezielonego chlorytu, a ilmenit zastąpił leukoksen. Charakterystyczne, że i w tych skałach zalbityzowane fenokryształy są optycznie ujemne o kącie osi optycznych $2V_{\alpha}$ od 84 do 87° . W normatywnym składzie mineralnym tej skały (tab. 25, anal. 63) zgodnie z obserwacją mikroskopową, prawie brak anortytu, a normatywny korund jest związany w chlorytach i minerałach ilastych.

Tufy ryolitowe (odśl. 104) z ostatniej erupcji są drobnowarstwowane, dość zbite, barwy białoróżowej. Wśród krystaloklastów występuje sanidyn o kącie osi optycznych $2V_{\alpha}$, bliskim 0 — 5° (o nieustalonej orientacji płaszczyzny osi optycznych) i kącie wygaszania $aA(001)$ w przekroju $\perp\gamma$ $10,5^{\circ}$. Z innych skałeni stwierdzono pertyt ($2V_{\alpha} = 50^{\circ}$), mikroklin ($2V_{\alpha} = 83^{\circ}$), andezyn An_{30} , An_{34} z obwódką oligoklazu An_{22} ($2V_{\alpha} = 68^{\circ}$). Drobne porwaki należą do mułowców kwarcytowych, łupków kwarcowo-łyszczkowych i kwarcytów. Składniki te są spojone kryptokrystalicznym popiołem wulkanicznym, w którym można wyróżnić bardziej gruboziarniste warstewki, utworzone z okruchów szkliwa zrekrytalizowanego na agregat skałeni potasowych i kwarcu.

Tabela 26

Skład mineralny trachybazaltów z Rudawy i Šonova (CSRS) w % obj.

Mineral composition of trachybasalts from Rudawa and Šonov (vol. per cent)

Nr analizy	36	37	38
Plagioklaz	22,0 (2,0)	26,0 (5,0)	23,0 (2,5)
Augit diopsydowy	13,5 (4,0)	12,0 (0,5)	15,0 (1,0)
Bronzyt	2,0 (1,0)	7,0 (2,0)	4,0 (2,5)
Chryzolit	1,0	(0,5)	(2,0)
Zrekrytalizowane szkliwo + tlenki żelaza	61,0	53,5	56,0
Devitrified glass + iron oxides			
Węglany			
Carbonate	0,5	1,0	—

Lokalizacja próbek — localization of samples (Tabl. I, Fig. 16):

- 36 — Šonov. Trzeci wylew trachybazaltu. Odsł. 103.
The third trachybasalt effusion. Outcr. 103.
37 — Rudawa. Trzeci wylew trachybazaltu. Odsł. 96.
The third trachybasalt effusion. Outcr. 96.
38 — Šonov. Drugi wylew trachybazaltu. Odsł. 100.
The second trachybasalt effusion. Outcr. 100.

Cyfry w nawiasach odnoszą się do ilości fenokryształów.
Numbers in parentheses indicate the amount of phenocrysts.

CHARAKTERYSTYKA OPTYCZNA I MORFOLOGICZNA SKALENI

PLAGIOKLAZY

Wśród skaleni wyróżnia się dwie zasadnicze modyfikacje o specyficznych własnościach optycznych, zależnych od środowiska ich powstawania. Wykryształizowane w wysokich temperaturach i szybko chłodzone skalenie wulkanitów zalicza się ogólnie do modyfikacji wysokotemperaturowych, różniących się od skaleni niskotemperaturowych ze skał plutonicznych i metamorficznych orientacją optyczną i wielkością kąta osi optycznych. Największe różnice wykazują pod tym względem nisko- i wysokotemperaturowe skalenie alkaliczne (ortoklaz, mikroklin, sanidyn i anortoklaz), gdy w grupie plagioklazów różnice ograniczają się przeważnie do stosunkowo niewielkich zmian kąta osiowego $2V$ (z wyjątkiem kwaśnych członów plagioklazów) i orientacji optycznej. W szeregu plagioklazów metodą optyczną najłatwiej można odróżnić modyfikacje wysoko- i niskotemperaturowe w członach kwaśnych i średnich zasadowości. Największa różnica w orientacji optycznej zaznacza się między labradorem wysokich i niskich temperatur. Gdyby nie uwzględnić w wysokotemperaturowym labradorze jego specyficznej orientacji optycznej, to oznaczenie zawartości anortytu byłoby o około 15% mol. An za duże w porównaniu z jego modyfikacją niskotemperaturową (Tröger 1959, fig. 234).

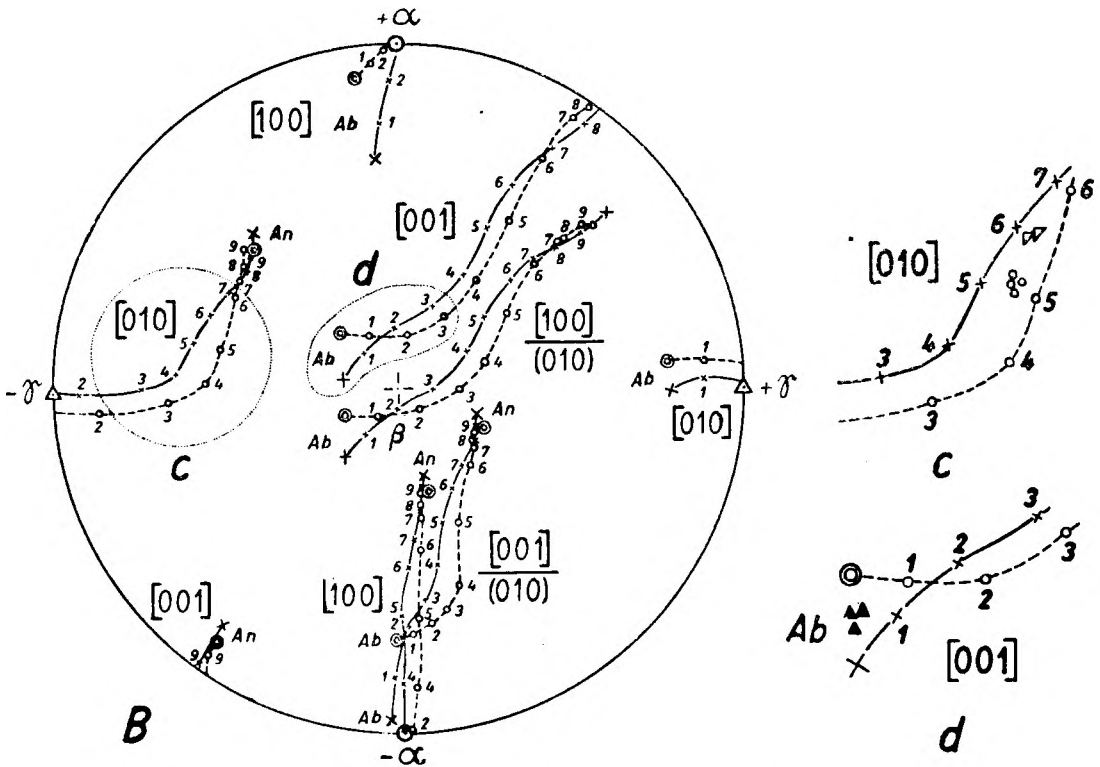
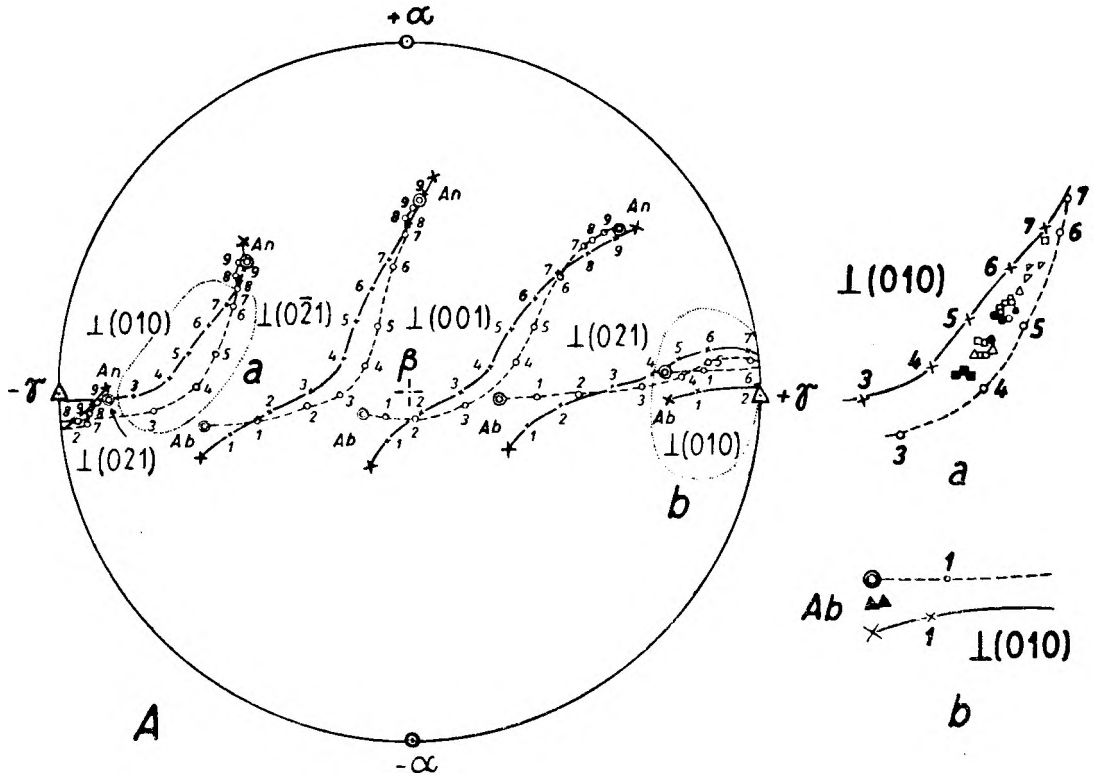
Z dotychczasowych, jeszcze niezbyt licznych opracowań plagioklazów wynika, że ich odmiany o skrajnie wysokotemperaturowej optyce są w rzeczywistości rzadsze niż przypuszczano dawniej. Zgodnie z poglądami C. Burriego (1956a, b) bardziej pospolite są plagioklasy o optyce pośredniej między modyfikacjami wysokich i niskich temperatur. Dotychczas nie wiadomo jeszcze, czy w jednakowym stopniu zachowuje się pierwotna optyka w plagioklazach ze starych i młodych formacji wulkanicznych i wobec tego nasuwa się pytanie, w jakim zakresie można się nią posługiwać jako wskaźnikiem temperatury w różnowiekowych formacjach. Wydaje się, że odpowiedzi na to pytanie należy szukać w optyce współwystępujących z plagioklazami skaleni alkalicznych, których wrażliwość na temperaturę jest, jak wiadomo, znacznie większa.

Plagioklasy trachybazaltów i ryolitów poddałem analizie optycznej klasyczną metodą pomiarów zrostów bliźniaczych przy pomocy 4-osowego stolika uniwersalnego. Aparatura była uprzednio bardzo starannie zjustowana, przy czym kierując się wskazaniem E. Wenka,

O. Grüttera i H. Schwandera (1961) zwracalem szczególną uwagę na właściwe ustawienie wysokości preparatu przy każdorazowej zmianie badanego przekroju skalenia. Do tego rodzaju pomiarów optycznych nadawały się tylko większe osobniki plagioklazów, występujące w porfirowych i niektórych dolerytowych odmianach wulkanitów. Ogółem udało się poprawnie wyznaczyć orientację optyczną tylko w 80 zrostach bliźniaczych plagioklazów. Większość ich projekcji stereograficznych nie wykazywała trójkąta błędu, a w pozostałych nie przekraczał on wielkości 1° . Dokładność tych pomiarów optycznych sprawdzałem kilkakrotnie przez jednoczesne porównywanie kątów wygaszania światła w krystalograficznie lub optycznie zorientowanych przekrojach plagioklazów z takimi samymi kątami, wyprowadzonymi z ich projekcji stereograficznych za pomocą konstrukcji Fresnela.

Wyniki pomiarów interpretowałem za pomocą najnowszych wykresów opracowanych przez G. van der Kaadena (1951, patrz W. E. Tröger 1959), A. N. Zawarickiego i współpracowników (1958) oraz A. S. Marfunina (1960, 1962). Przedstawiają one zależność między składem a orientacją optyczną plagioklazów wysoko- i niskotemperaturowych za pomocą krzywych migracyjnych dla różnych kierunków krystalograficznych w odniesieniu do głównych wektorów optycznych α , β i γ . Najbardziej użyteczne są krzywe migracyjne dla osi bliźniaków albitowych i peryklinowych, a dla albitu także i karlsbadzkich, ze względu na największe różnice ich przebiegu dla plagioklazów wysoko- i niskotemperaturowych. Są one przedstawione graficznie na figurach 17—19 wraz z naniesionymi punktami projekcyjnymi zbadanych plagioklazów z trachybazaltów Rybnicy Leśnej, Świerków, Głuszycy, Dworek oraz tufitów i ryolitów z Łomnicy. Ilość pomiarów podano w nawiasach obok nazw miejscowości.

Wszystkie punkty projekcyjne zbadanych przeze mnie plagioklazów grupują się w środkowym obszarze między krzywymi wysoko- i niskotemperaturowymi van der Kaadena (fig. 17a—d) i Marfunina (fig. 18a, b), wskazując na pośredni charakter ich optyki. Odosobnioną pozycję zajmują tylko niektóre labratory pochodzące z trachybazaltów Dworek, które jak widać na figurze 17a i 18a znajdują się tuż koło krzywej wysokotemperaturowej. Do danych tych należy jednak odnosić się z dużą rezerwą, ponieważ odstępy między krzywymi wysoko- i niskotemperaturowymi dla omawia-



- 1
- 2
- 3
- △ 4
- 5
- ▽ 6
- ▲ 7

nych labradorów są bardzo małe, a na ich pozycji może w sposób istotny zawążyć nawet niewielki błąd pomiarowy. Bardziej miarodajne dla orientacji optycznej tych skaleni jest położenie ich osi bliźniaczej $[010]$ między krzywymi wysoko- i niskotemperaturowymi, widoczne na figurze 17c. Pośrednią orientacją optyczną odznacza się również prawie czysty albit o składzie $An_0 - An_2$ z ryolitów Łomnicy (fig. 17b, d i 18b).

Odmienne przedstawia się przebieg krzywych migracyjnych dla plagioklazów wysokotemperaturowych według Zawarickiego i współautorów (1958), podany na figurze 19, na którą dla porównania wrysowano również zasięg krzywych wysoko- i niskotemperaturowych dla osi bliźniaczych $\perp(010)$ i $[010]$ według van der Kaadena. Widać tu wyraźnie, że krzywe migracyjne dla plagioklazów wysokotemperaturowych Zawarickiego odchylają się znacznie od odpowiednich krzywych van der Kaadena (a tak samo i Marfunina), zajmując między nimi położenie pośrednie. Charakterystyczne, że większość punktów projekcyjnych osi bliźniaczych prawa albitowego (fig. 19a) i peryklinowego (fig. 19b) zbadanych plagioklazów pokrywa się z krzywymi migracyjnymi Zawarickiego, sugerując im wysokotemperaturowy charakter. W rzeczywistości jednak rozpatrywany diagram Zawarickiego nie reprezentuje stanu skrajnej optyki wysokotemperaturowej w plagioklazach, lecz pewien ich statystycznie pośredni stan między wysoko- i niskotemperaturowym w skaleniach z law trzecio- i czwartorzędowych, zwłaszcza dla zakresu 35–50% mol. An. Jego konstrukcja opiera się na bardzo obszernym materiale analitycznym, zaczerpniętym głównie z opracowań wulkanitów Zakarpacia, wykonanych przez różnych autorów w latach 1932–1955 (op. cit.). Współpracownicy Zawarickiego posłużyli się przy kalibrowaniu krzywych w

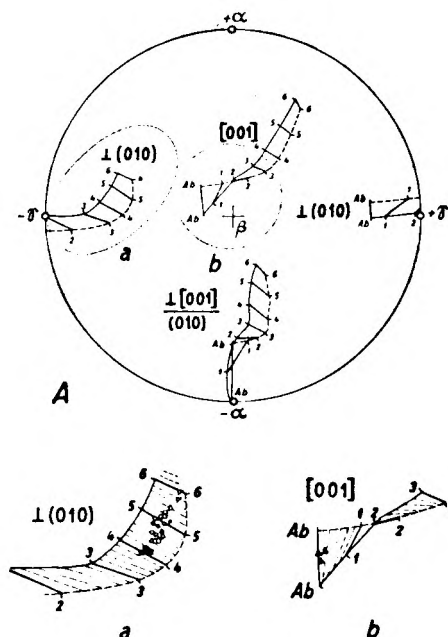


Fig. 18

Stereogram (fig. A) krzywych migracyjnych osi bliźniaczych w plagioklazach wysoko- (linie przerywane) i niskotemperaturowych (linie ciągłe) według A. S. Marfunina (1960)

Na powiększeniach krzywych (fig. a, b) obwiedzionych na stereogramie A liniami kropkowanymi zaznaczono położenia osi bliźniaczych zbadanych plagioklazów. Objaśnienia punktów takie same jak do figury 17

Stereogram (Fig. A) showing the migration of twin-axes for high- (broken lines) and low-temperature (full lines) plagioclases after A. S. Marfunin (1960) The twin-axes of examined plagioclases are plotted on enlarged curves (Figs. a, b) surrounded on stereogram A by dotted lines. Explanation of the points the same as in Fig. 17

omawianym diagramie stałymi optycznymi syntetycznych plagioklazów wysokotemperaturowych Tertscha, które zdaniem C. Burriego (1956a) wskutek niedostatecznego wyżarzenia — przedstawiały w istocie odmiany

Fig. 17

Stereogramy (fig. A, B) krzywych migracyjnych osi bliźniaczych w plagioklazach wysoko- (linie przerywane) i niskotemperaturowych (linie ciągłe) wg G. van der Kaadena

Na powiększeniach krzywych (fig. a — d) obwiedzionych na stereogramach A i B liniami kropkowanymi przedstawiono położenia osi bliźniaczych zbadanych plagioklazów. Skály macierzyste: 1 — tufity z Łomnicy (7), 2 — trachybazalty Rybnicy Leśnej (16), 3 — trachybazalty Łomnicy (16), 4 — trachybazalty Świerków (9), 5 — trachybazalty Głuszycy Górnej (13), 6 — trachybazalty Dworek (5), 7 — ryolity Łomnicy (9); cyfry w nawiasach oznaczają ilość zbadanych plagioklazów

Stereograms (Figs. A, B) showing the migration of twin-axes for high- (broken lines) and low-temperature (full lines) plagioclases after G. van der Kaaden

The twin-axes of examined plagioclases are plotted on enlarged curves (Figs. a, d) surrounded on stereograms A, B by dotted lines. Parent Rocks: 1 — tuffites of Łomnica (7), 2 — trachybasalts of Rybnica Leśna (16), 3 — trachybasalts of Łomnica (16), 4 — trachybasalts of Świerki (9), 5 — trachybasalts of Głuszycy Górna (13), 6 — trachybasalts of Dworki (5), 7 — rhyolites of Łomnica (9); numbers in parentheses indicate the number of the examined plagioclases

pośrednich temperatur. Wynika z tego, że diagramem Zawarickiego można się posługiwać tylko przy oznaczeniach plagioklazów o pośredniej orientacji optycznej. Wykres autorów radzieckich dostarcza również bardzo ciekawego wniosku, że plagioklasy z młodych wulkanitów Zakarpacia charakteryzuje pośredni stan optyki między formami wysoko- i niskotemperaturowymi.

Bardzo interesującą i praktyczną metodę charakterystyki optycznej plagioklazów opracował C. Burri (1956a, b), który posłużył się do tego celu znanym w geometrii analitycznej sposobem przedstawiania wzajemnego położenia dwóch przestrzennych układów prostokątnych o wspólnym punkcie zerowym, podanym przez Leonarda Eulera w 1748 r. Pierwszy układ tworzą trzy prostopadłe do siebie osie bliźniacze triady albitowej¹

oś bliźniacza prawa Roc-Tourné	$\frac{[001]}{(010)} = X$
„ „ „ albitowego	$\perp (010) = Y$
„ „ „ karlsbadzkiego	$[001] = Z$

a drugi wektory optyczne α , β , γ . Wzajemne położenie obu układów określają trzy niezależne od siebie parametry tzw. kąty Eulera Φ , Ψ , Θ , przedstawione na figurze 20b. Ich konstrukcja wymaga wyznaczenia w układzie bliźniaczym współrzędnych sferycznych dla wektorów α , β , γ w przynajmniej dwóch (niekoniecznie stykających się) osobnikach drugiego lub trzeciego rodzaju hemitropii oraz dwóch spośród trzech osi bliźniaczych triady albitowej, które wyznaczają jednocześnie położenie osi trzeciej. Następnie obracamy całą projekcję na siatce Wulfa tak, aby w środku rzutu znalazł się kierunek $[001] = Z$. Punkty przecięcia się koła wielkiego $\beta\gamma$ z obwodem rzutu wyznaczają położenie tzw. „osi węzłowej” $+T-T$, umożliwiającą odczytanie

¹ Pełną triadą nazywamy układ bliźniaczy czterech osobników związanych ze sobą trzema wzajemnie prostopadłymi osiami bliźniaczymi (np. kompleksowy bliźniak albitowo-karlsbadzki), (Jelisejew 1956). Niepełną triadę tworzy mniejszy zespół osobników niż w pełnej triadzie, np. bliźniak albitowo-karlsbadzki.

dwóch kątów Eulera: Φ — między T a X i Ψ jako odległość kątową od T do β . Trzeci kąt Eulera tworzą kierunki $[001] = Z$ i α . Znając kąty Eulera można określić skład danego plagioklazu i jednocześnie jego orientację, posługując się diagramem synoptycznym krzywych migracyjnych dla kierunków α , β , γ w odniesieniu do prostokątnego układu osi bliźniaczych X , Y , Z (fig. 21A). Bardzo wygodne są również wykresy wariacyjne dla poszczególnych parametrów kątowych Φ , Ψ , Θ (op. cit. b, fig. 11), ilustrujące ich zmienność w zależności od składu i charakterystyki optycznej plagioklazu.

Spśród krzywych migracyjnych Burriego (fig. 21A) dla trzech głównych kierunków optycznych α , β i γ najwyraźniej odchylają się w swym przebiegu krzywe wysoko- i niskotemperaturowe dla wektora optycznego β . Kierunki te w zbadanych plagioklazach układają się na wykresie 21a dość szerokim pasem między krzywymi wysoko- i niskotemperaturowymi, wskazując na pośrednią orientację optyczną tych skaleni, wykazaną już uprzednio za pomocą stereogramów van der Kaadena i Marfunina. Analogiczną orientację optyczną (fig. 21a) z przejściem do niskotemperaturowej (fig. 21b) wykazują fenokryształy albitu z porfirów ryolitowych, występujących w Łomnicy i Głuszycy Górnej.

Takie same zależności wynikają z diagramu prostokątnego kątów Eulera (fig. 22), skonstruowanego niedawno przez G. Gottardiego (1961). Jest on szczególnie praktyczny dla plagioklazów o pośredniej optyce, gdyż od razu pozwala określić zawartość An w zależności od ich orientacji optycznej. Wykres ten przedstawia prostokątny układ kątów Eulera w płaszczyźnie Φ , Ψ dla niskotemperaturowych plagioklazów o składzie od 30 do 52% mol. An. Trzeci parametr Θ jest zaznaczony na wykresie w odstępach jednostopniowych za pomocą linii prostych, przecinających ukośnie krzywe wysoko- i niskotemperaturowych plagioklazów. Pomierzone w danym plagioklazu kąty Eulera wykreśla się na diagramie liniami prostymi, które w idealnym przypadku przetną się w jednym punkcie, określającym jego skład i orientację op-

Fig. 19

Stereogramy (fig. A, B) krzywych migracyjnych osi bliźniaczych w plagioklazach wysokotemperaturowych wg A. N. Zawarickiego (1958)

Na powiększeniach krzywych (fig. a, b) obwiedzionych na stereogramach A, B liniami kropkowanymi zaznaczono położenia osi bliźniaczych w zbadanych plagioklazach. Objaśnienia punktów takie same jak do figury 17

Stereograms (Figs. A, B) showing the migration of twin-axes for high-temperature plagioclases after A. N. Zavaritsky (1958)

The twin-axes of examined plagioclases are plotted on enlarged curves (Figs. a, b) surrounded on stereograms A, B by dotted lines. Explanation of the points the same as in Fig. 17

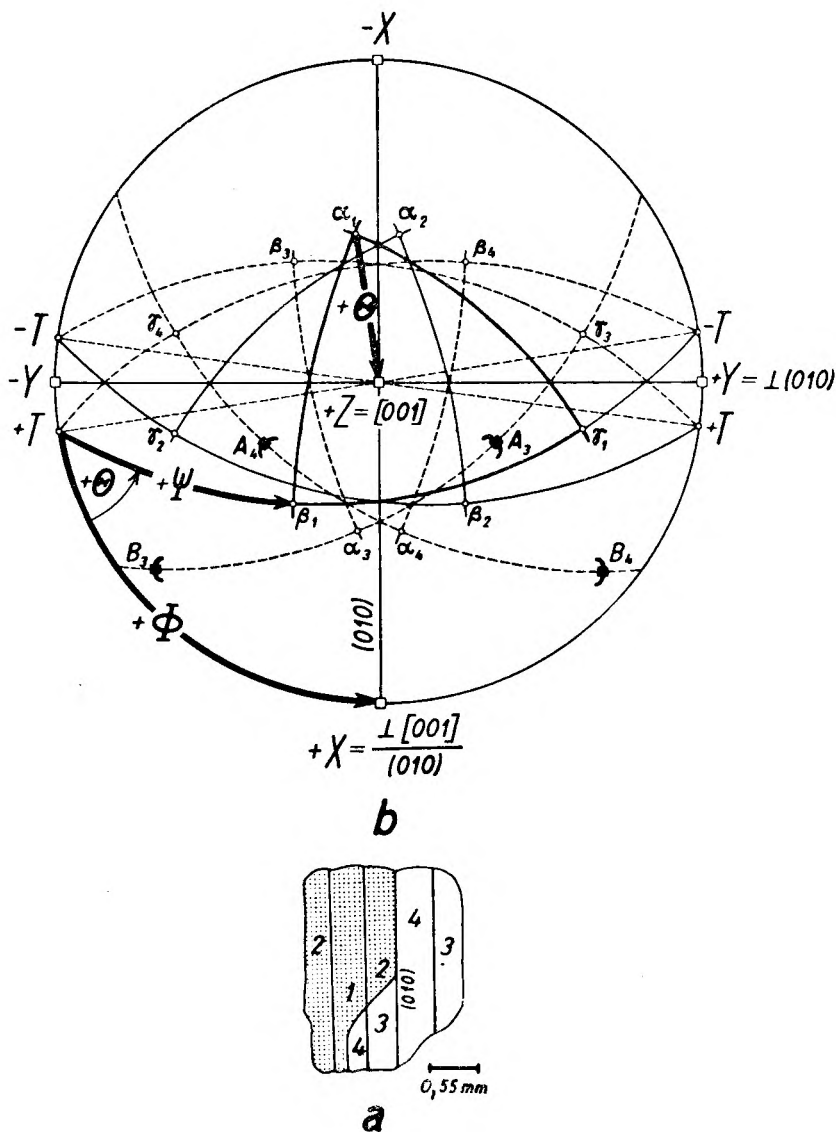


Fig. 20

Przekrój albitowej triady andezynu $An_{44,5}$ z trachybazaltu Głuszycy Górnej (a) i orientacja optyczna bliźniaków przedstawionych na figurze 20a, wyrażona metodą kątów Eulera Φ , Ψ , Θ (b)

1—2, 3—4 — bliźniaki albitowe; 1—4, 2—3 — bliźniaki karlsbadzkie; 2—4 — bliźniak Roc Tourne

Section of Carlsbad-albite complex twins of andesine $An_{44,5}$ from the Głuszycy Górna trachybasalt (a). Optical orientation of the same twins as on

Fig. 20a presented by Euler-angles Φ , Ψ , Θ method (b)

1—2, 3—4 — albite twins; 1—4, 2—3 — Carlsbad twins; 2—4 — Roc Tourné twin

Fig. 21

Stereogram krzywych migracyjnych (fig. A) dla kierunków optycznych α , β , γ w plagioklazach wysoko- (linie przerywane) i niskotemperaturowych (linie ciągłe), wg. C. Burriego (1956b)

Na powiększeniach krzywych (fig. a, b) obwiedzionych na stereogramie A liniami kropkowanymi zaznaczono położenia kierunków optycznych α i β w zbadanych plagioklazach. Objasnienia punktów takie same jak do figury 17

Stereogram (Fig. A) showing the migration of optic directions α , β , γ in high- (broken lines) and low-temperature (full lines) plagioclases after C. Burri (1956b)

The α and β directions of examined plagioclases are plotted on enlarged curves (Figs. a, b) surrounded on stereogram A by pointed lines. Explanation of the points the same as in Fig. 17

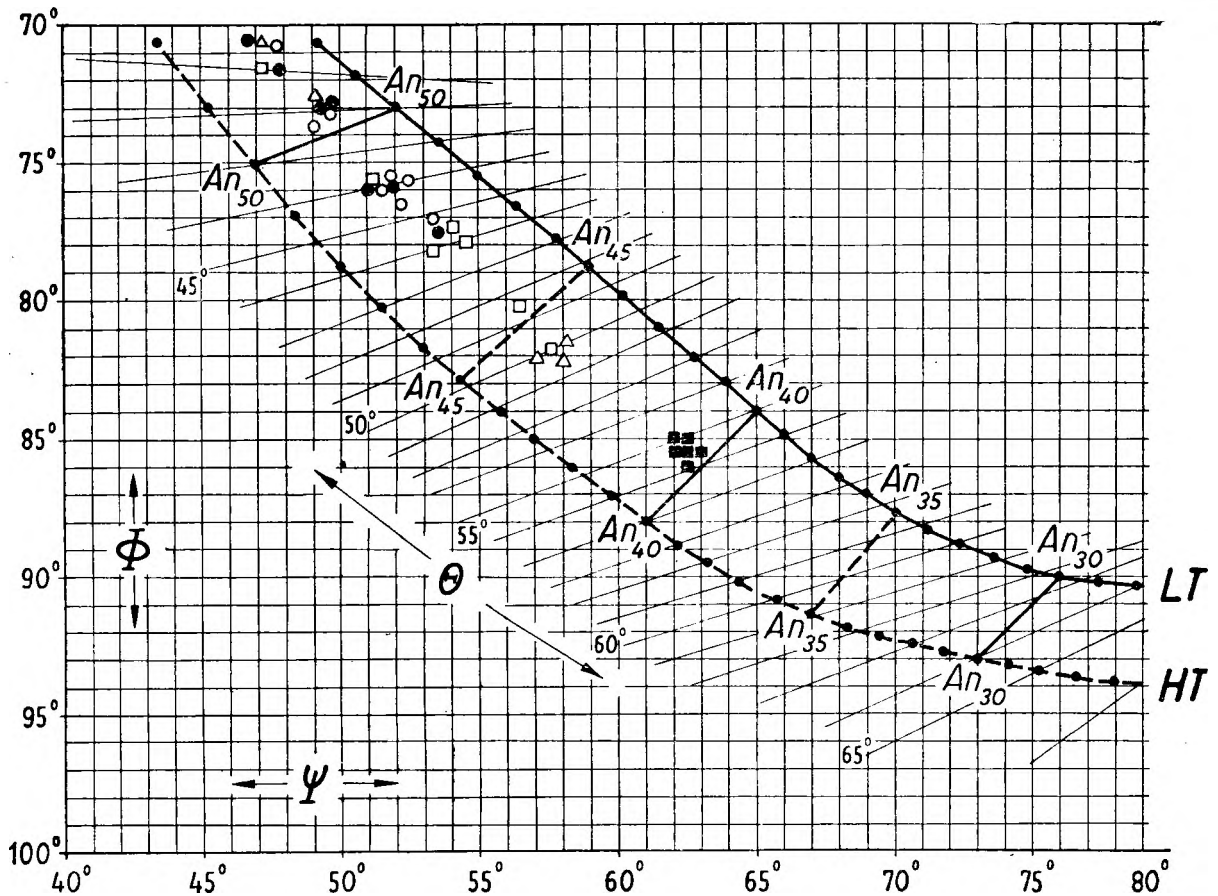


Fig. 22

Wykres ilustrujący zmienność kątów Eulera Φ , Ψ , Θ w plagioklazach wysoko- (HT) i niskotemperaturowych (LT) wg. G. Gottardi (1961)

Objaśnienia punktów takie same jak do figury 17

Diagram illustrating variation of the Euler-angles Φ , Ψ , Θ in high- (HT) and low- (LT) temperature plagioclases after G. Gottardi (1961)

Explanation of the points the same as in Fig. 17

tyczną. Część naniesionych punktów dla zbadanych plagioklazów dokładnie spełnia ten warunek, inne odpowiadają środkom małych trójkątów błędów, nie przekraczających swą wielkością połowy stopnia, co świadczy o poprawnym wyznaczeniu kątów Eulera. Wszystkie te punkty określają jednoznacznie optykę pośrednią w interesujących nas plagioklazach.

W przypadku skrajnie wysoko- lub niskotemperaturowej optyki plagioklazu wszystkim trzem kątom Eulera są odpowiednio przyporządkowane jednakowe wartości An (Burri 1956a, b). Inaczej pod tym względem zachowują się pośrednie odmiany skaleni. Ich kątom Eulera odpowiadają zazwyczaj różne wartości An mimo poprawnie wyznaczonej orientacji optycznej. Takie właśnie rozbieżności ujawniają rozpatrzone plagioklasy z wulkanitów Gór Suchych. Kątom Eulera wyprowadzonemu z ich projekcji stereograficznych właściwe są niejednakowe zawartości An.

Za przykład niech posłuży andezyn $An_{44,5}$ z trachybazaltu Głuszycy, którego orientację optyczną przedstawia figura 20. Okazuje się, że mimo praktycznie bezbłędного wyznaczenia jego orientacji, sprawdzonej różnymi metodami, odpowiadające jego kątowi wartości An (op. cit. b, fig. 9) dla krzywych skrajnie wysoko- (HT) i niskotemperaturowych (LT) „nie zgadzają się”:

	Φ	Ψ	Θ	
	81,6°	57,4°	50,0°	
An	46	42	44	HT
An	42	46	43	LT

Odchylenia te są spowodowane nierównomierną zmianą wszystkich trzech parametrów przy przejściach struktur plagioklazów z wyjątkiem anortytu — w niższy lub wyższy stan uporządkowania atomów Si, Al, natomiast w anortycie — w niższy lub wyższy stopień uporządkowania atomów Ca. Tego rodzaju za-

leżności ujawniają się w plagioklazach podczas ich niedostatecznego wyżarzania, w wyniku którego nie osiągają one optyki wysokotemperaturowej (op. cit.), lecz tylko pośrednią.

Omówiony wyżej zmienny charakter optyki plagioklazów skał wulkanicznych jest zjawiskiem już znanym od dawna. Wielu badaczy stwierdzało niejednokrotnie, że odchylenia punktów projekcyjnych takich skaleni od niskotemperaturowych krzywych migracyjnych Rheinharda czy Nikitina są większe od możliwych błędów pomiarowych. Właściwe wyjaśnienie tego faktu stało się możliwe dopiero w 1941 r., kiedy A. Köhler sformułował swój pogląd na dwoistość optyczną plagioklazów w dwu odrębnych modyfikacjach: wysoko- i niskotemperaturowej. Później okazało się, że między obiema tymi modyfikacjami istnieją formy pośrednie, które w obecnym stanie znajomości wydają się być najbardziej rozpowszechnionymi.

Największe trudności metodyczne w określeniu modyfikacji wiążą się z wyznaczeniem orientacji optycznej kwaśnych plagioklazów, zwłaszcza z zakresu oligoklazu. Jednak decydujący jest tu kąt osi optycznych, którego wielkość jest wybitnie różna w modyfikacjach nisko- i wysokotemperaturowych, co na podstawie danych różnych autorów ilustruje figura 23. Na wykresie tym rzuca się w oczy pozycja kwaśnych plagioklazów z tufitów i ryolitów Łomnicy i Śonowa, trachybazaltów ze Świerków i latytów z Unisławia Śl. Swym kątem osi optycznych odpowiadają one wyraźnie pośrednim formom plagioklazów, układając się na wspomnianym wykresie, według Schwarzmanna i Marfunina, między krzywą wysoko- i niskotemperaturową. Zależność wartości kąta osi optycznych od struktury wyraźnie zaznacza się w szeregu plagioklazów zawierających poniżej 40% mol. An. Począwszy od labradoru aż do bytownitu An_{90} krzywe zmienności kąta $2V$ biegną bardzo blisko siebie i nie mają praktycznego znaczenia przy odróżnianiu plagioklazów wysoko- i niskotemperaturowych. Na podkreślenie zasługuje fakt, że kąt $2V$ anortytu z trachybazaltów Śonowa odpowiada swą wielkością formie wysokotemperaturowej według krzywej Van der Kaadena. W tych właśnie plagioklazach można by oczekiwać najlepszego zachowania się wysokotemperaturowej optyki, gdyż ich macierzyste skały zastygały bardzo szybko, o czym świadczy obfite w nich szklivo (ponad 50% obj.).

Dotychczas nie wiemy jednak, jaki wpływ na optykę wysokotemperaturowego bytownitu i anortytu ma stopień uporządkowania ato-

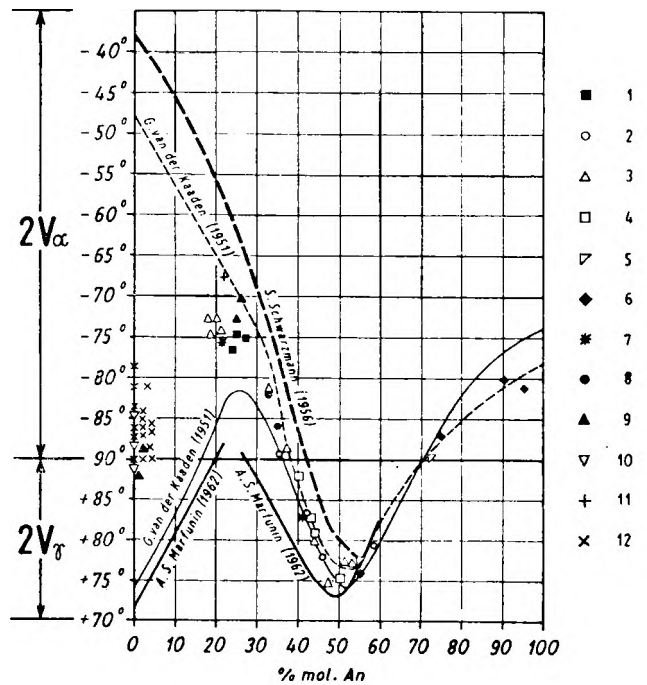


Fig. 23

Wykres zmienności kąta osi optycznych w plagioklazach wysoko- (linie przerywane) i niskotemperaturowych (linie ciągłe) wg różnych autorów

Skały macierzyste: tufity: 1 — Łomnica (17); trachybazalty: 2 — Rybnica Leśna, Łomnica (26), 3 — Świerki (30), 4 — Głuszyca Górna (22), 5 — Dworki (8), 6 — Rudawa, Sonov (14); latyty augitowe: 7 — Unisław Śl. (21); latyty anortoklazowe: 8 — Sokółowsko, Kowalowa, Unisław Śl. (16); ryolity: 9 — Łomnica, Głuszyca Górna (18); ignimbryty ryolitowe: 10 — Głuszyca Górna (16); tufy ryolitowe: 11 — Sonov (1), 12 — wtórny albit z przeobrażonych trachybazaltów i latytów (176). W nawiasach obok nazw miejscowości podano ilość pomiarów kąta osiowego w plagioklazach

Variation of axial angles in high- (broken lines) and low-temperature (full lines) plagioclases after various authors

Parent rocks: tuffites: 1 — Łomnica (17); trachybasalts: 2 — Rybnica Leśna, Łomnica (26), 3 — Świerki (30), 4 — Głuszyca Górna (22), 5 — Dworki (8), 6 — Rudawa, Sonov (14); augite latites: 7 — Unisław Śl. (21); anorthoclase latites: 8 — Sokółowsko, Kowalowa, Unisław Śl. (16); rhyolites: 9 — Łomnica, Głuszyca Górna (18); rhyolitic ignimbrites: 10 — Głuszyca Górna (16); rhyolitic tuffs: 11 — Sonov (1), 12 — secondary albite from altered trachybasalts and latites (176). Number of axial angle measurements in plagioclases is given in parentheses after the locality names

mów Ca w ich strukturach, zwłaszcza że — w przeciwieństwie do pozostałych członów plagioklazowych — atomy Si i Al są zawsze uporządkowane, niezależnie od temperatury ich krystalizacji (Laves 1960).

Wielostronna analiza optyczna plagioklazów z wulkanitów permskich dowiodła, że w skaleniach tych ustaliła się orientacja optyczna pośrednia między wysoko- i niskotemperaturową. Taki charakter optyki można by wytlu-

maczyć względnie powolnym stygnięciem krzepnącej lawy, przejawiającym się w ogólnej jej skłonności do rozwoju holokrystalicznego. Większość tych skał odznacza się bowiem strukturą dolerytową i małą zawartością pierwotnie szklistej substancji, której w pewnych odmianach skał brak prawie zupełnie, jak np. w litytach ze Stożka Wielkiego w Unisławiu Śl. Ponadto mamy szereg dowodów na dużą koncentrację w tych magmach składników lotnych, które jak wiadomo obniżają temperatury krystalizacji. Jeżeli byśmy przyjęli, że czas w skali geologicznej nie ma wpływu na późniejszy charakter struktury plagioklazów, moglibyśmy sądzić, że pośredni stan ich optyki musiał już istnieć w okresie ich albityzacji. Przemawia za tym również pośrednia na ogół natura optyczna powstałych z nich albitów, którą mogły one odziedziczyć po bardziej wapiennych plagioklazach pierwotnych.

Dotyczasowa znajomość optyki plagioklazów z innych wulkanitów polskich ogranicza się do paleozoicznych diabazów i porfirów dacytowych w Mrzygłodzie koło Zawiercia, reprezentujących subwulkaniczny poziom intruzyjny. W andezynach i labradorach tych skał T. Wieser (1957, 1958) wykazał własności optyczne pośrednich modyfikacji temperaturowych, związane — zdaniem autora — z geologicznymi warunkami występowania wulkanitów, ich cechami strukturalnymi i naturą wtórnych przeobrażeń.

Skrajnie wysokotemperaturowe modyfikacje plagioklazów są autorowi znane jedynie z przeobrażonych termicznie ksenolitów gnejsów lub może granitoidów w lawach bazaltowych (bazanity) z Łądko-Zdroju na Dolnym Śląsku. Zawierają one wysokotemperaturowy andezyn An_{30} , występujący w asocjacji z sanidynem wysokich temperatur, o kącie osi optycznych $2V_{\alpha}$ około 10° w płaszczyźnie $\parallel (010)$.

BUDOWA BLIŹNIACZA PLAGIOKLAZÓW

Analizę zrostów bliźniaczych w plagioklazach przeprowadzono powszechnie znanymi metodami stolika uniwersalnego, a mianowicie metodą klasyczną i metodą pasową A. Rittmanna (1929, 1961). Mimo rozwoju nowych metod badania skaleni za pomocą pięcioosiowego stolika uniwersalnego, sposób klasyczny jest nadal niezastąpiony, zwłaszcza w przypadku plagioklazów pochodzenia wulkanicznego. Właściwie tylko ta metoda prowadzi do optycznej identyfikacji orientacji optycznej plagioklazów wysoko- i niskotemperaturowych, której znajomość jest niezbędna do właściwej oceny zawartości anortytu. Ona

umożliwia też jednoczesną kontrolę dokładności pomiarów i jest bardzo pomocna w identyfikacji bardziej skomplikowanych zbliźniaczeń. Wielkie zalety ma również bardzo oszczędna w czasie metoda Rittmanna, umożliwiająca rozpoznanie zrostów bliźniaczych nawet w mikrolitach z jednoczesnym określeniem ich składu. Pozwala ona wykryć wszystkie prawa bliźniacze o płaszczyznach zrostu (010) i (001) u plagioklazów o składzie 0—75% mol. An, przy czym nie wymaga pomiarów współrzędnych sferycznych α , β , γ , tak czasochłonnych w metodzie klasycznej.

Najlepiej rozwiniętą budowę bliźniaczą wykazują plagioklasy z trachybazaltów dolerytowych Rybnicy, Łomnicy, Świerków, Głuszycy oraz podobnych skał porfirowych z Dworek, Krajanowa, Rudawy koło Tłumaczowa i Šonova w Czechosłowacji. W skaleniach tych dominują jak zwykle kompleksowe zrosty bliźniacze albitowo-karlsbadzkie, które w dalszej części pracy będą również nazywane pełnymi triadami albitowymi. O wiele rzadziej występują plagioklasy zbliźniaczone według prawa manebachskiego, baweńskiego, kompleksowego Ala B i prostego Ala A. Z reguły wymienionym typom zrostów towarzyszą bliźniaki peryklinowe (aklinowe), rozwinięte polisyntetycznie.

Na figurze 24a—i pokazano za pomocą schematycznych rysunków kilka najpospolitszych, a także rzadszych i ciekawszych struktur bliźniaczych w zasadowych plagioklazach.

Figura 24a przedstawia pospolity typ pełnej triady albitowej z trachybazaltu Łomnicy. Składa się ona z dwóch zasadniczych elementów bliźniaczych 1—2, związanych prawem Roc Tourné. Każdy z nich jest albitowo zbliźniaczony, przy czym lamelki 1—2' i 1'—2 pozostają do siebie w stosunku prawa karlsbadzkiego. W wielu plagioklazach obserwujemy kilkakrotne powtarzanie się takich jednostek triadowych w obrębie jednego zespołu bliźniaczego.

Kombinację dwóch pełnych triad widzimy w labradorze z trachybazaltów Świerków (fig. 24b). Szersze lamelki 1—5 tworzą następujący zespół bliźniaczy: 1—2, 3—4 — prawo albitowe, 2—3, 4—5 — prawo Roc Tourné. Małe indywidua 6—6' należą do prostego bliźniaka manebachskiego. W tej samej skali znane są listewki labradoru o jeszcze bardziej złożonej budowie bliźniaczej. Poczwozną triadę stwierdzamy w listewce przedstawionej na figurze 24c. Elementy 2—3, 3—4, 4—5, 2'—5 są zbliźniaczone według prawa Roc Tourné, a zrosty karlsbadzkie tworzą lamelki 1—2, 3—5, 5—6. Podobną strukturę ujawnia tabliczka labradoru widoczna na figurze 24d. Wyróżniają się

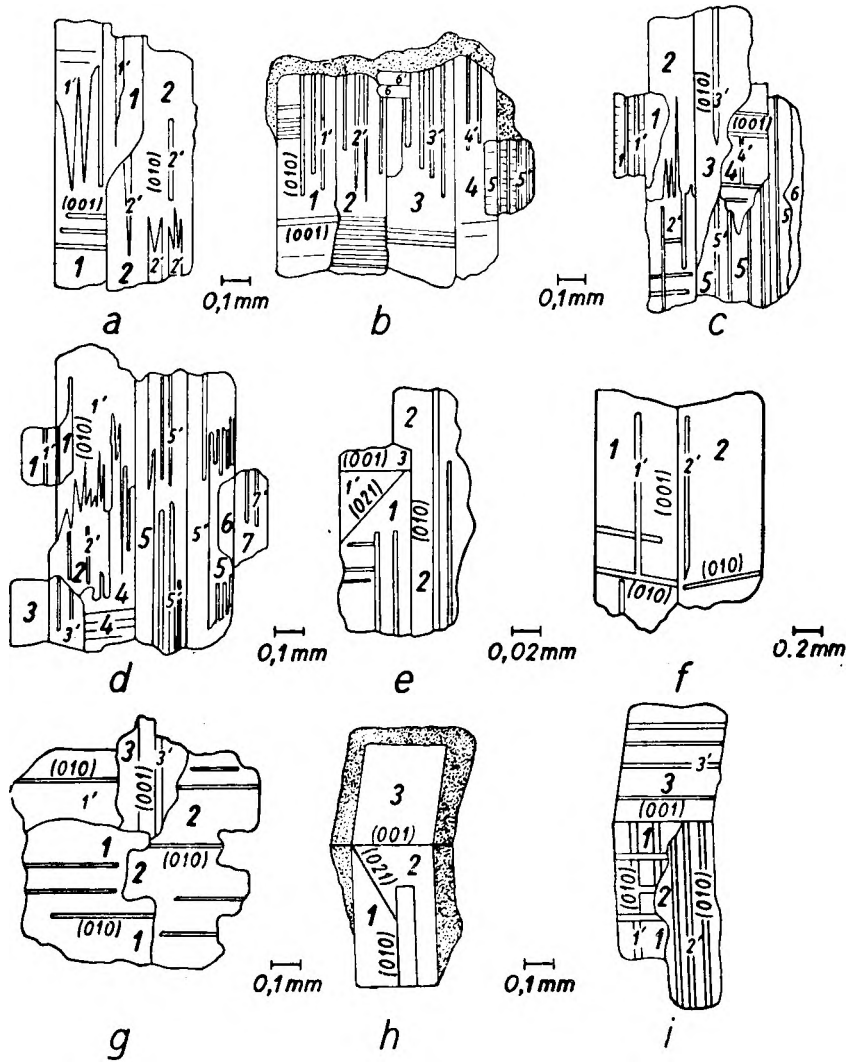


Fig. 24

Przykłady budowy bliźniaczej w plagioklazach z trachybazaltów

a — bliźniak Roc Tourné (1—2) w kombinacji ze zrostami peryklinowymi; **b** — kombinacja bliźniaków Roc Tourné z peryklinowymi: 1—2, 3—4 — zrosty albitowe, 2—3, 4—5 — Roc Tourné, 6—6 — manebachskie; **c** — kombinacja bliźniaków Roc Tourné z albitowo-karlsbadzkimi: 2—3, 3—4, 4—5, 2'—5 — Roc Tourné, 1—2, 3—5, 5—6 — albitowo-karlsbadzkie; **d** — kombinacja bliźniaków Roc Tourné z albitowo-karlsbadzkimi: 2—4, 3'—4, 5—6 — Roc Tourné, 1'—2, 2—3', 4—5 — albitowo-karlsbadzkie; **e** — kombinacja bliźniaka albitowo-karlsbadzkiego (1—2) z baweńskim (1—1') i manebachskim (1'—3); **f** — bliźniak aklinowy (1—2) w kombinacji z albitowym i peryklinowym (1—1', 2—2'); **g** — bliźniak albitowo-karlsbadzki (1—1') w kombinacji z aklinowym (1—2) i peryklinowym (3—3'); **h** — bliźniak baweński (1—2) w kombinacji z manebachskim (2—3); **i** — bliźniak albitowo-karlsbadzki (1—2) w kombinacji ze zrostami manebachskimi (1—3) i peryklinowymi (3—3'). Na brzegach przekrojów (fig. b i h) zaznaczono gęstym kropkowaniem narosty ortoklazury

Various twin combinations in the plagioclases from trachybasalts

a — Roc Tourné twin (1—2) in combination with pericline twins; **b** — combination of Roc Tourné and pericline twins; 1—2, 3—4 — albite twins, 2—3, 4—5 — Roc Tourné twins, 6—6' — Mannebach twins; **c** — combination of Roc Tourné-Carlsbad-albite twins: 2—3, 3—4, 4—5, 2'—5 — Roc Tourné twins, 1—2, 3—5, 5—6 — Carlsbad-albite twins; **d** — combination of Roc Tourné-Carlsbad-albite twins: 2—4, 3'—4, 5—6 Roc Tourné twins; 1'—2, 2—3', 4—5 — Carlsbad-albite twins; **e** — Carlsbad-albite twin (1—2) in combination with Bavono (1—1') and Mannebach (1'—3) twins; **f** — Acline twin (1—2) in combination with albite and pericline (1—1', 2—2') twins; **g** — Carlsbad-albite twins (1—1') in combination with accline (1—2) and pericline (3—3') twins; **h** — combination of Bavono (1—2) and Mannebach (2—3) twins; **i** — Carlsbad-albite twins (1—2) in combination with Mannebach (1—3) and pericline (3—3') twins. Orthoclase mantles around plagioclase (Figs. b, h) are dotted

w niej cztery pełne triady albitowe, a mianowicie: 2—4, 3'—4, 5—6 i 5—7' (ostatnia para nie zrasta się bezpośrednio). Niepełne triady należą do indywiduów: 1'—2, 2—3', 4—5 i 6—7. W omówionych zespołach bliźniaczych a—d jest znamieny bardzo nierówny zarys płaszczyzn zrostu w bliźniakach drugiego i trzeciego rodzaju hemitropii. Podobna morfologia jest właściwa również prążkom albitowym, często zakończonym klinowato (fig. 24a, c, d).

Niekiedy pojedyncze triady albitowe (fig. 24e, 1—2) tworzą kombinacje ze zrostami baweńskimi (1—1') i manebachskimi (1'—3). Bywają również zespoły prostych bliźniaków baweńskich (fig. 24h, 1—2) z manebachskimi (2—3) albo też tylko manebachsko-peryklinowymi (fig. 24i).

W trachybazaltach z Dworek i Krajanowa trafiają się czasem bliźniaki aklinowe (fig. 24f, 1—2), stowarzyszone ze zrostami peryklinowymi (1—1', 2—2') i albitowymi albo też proste bliźniaki peryklinowe (aklinowe) o bardzo nierównej płaszczyźnie zrostu (fig. 24g, 1—2). W tym ostatnim zespole można jeszcze wyróżnić zrost albitowo-karlsbadzki (1—1') i cienkie lamelki peryklinowe (3—3'). W tych samych skałach spotyka się również zrosty według prawa Ala A. Projekcję stereograficzną takiego zespołu bliźniaczego w labradorze An_{63} z pasem zewnętrznym An_{52} przedstawiono na figurze 25. Ośią bliźniaczą elementów 1—2 jest kierunek $[100]$, a płaszczyzną zrostu ściana (001) . Analiza pozostałych lametek metodą Rittmanna ujawnia jeszcze delikatne prążki albitowe (1', 2') oraz w zewnętrznym pasie peryklinowe (3), które tworzą z płaszczyzną (001) kąt $6,2^\circ$.

Najbardziej złożoną budowę bliźniaczą zaobserwowano w niektórych fenokryształach labradoru An_{70} z trachybazaltów Rudawy i Sonova (III cykl wulkaniczny). Ich sprzężone bliźniaki albitowo-karlsbadzkie występują w kombinacjach z kompleksowymi bliźniakami albitowo-Ala B. Mamy tu więc do czynienia z triadami typu albitowego o następujących układach elementów symetrii bliźniaczej pierwszego, drugiego i trzeciego rodzaju hemitropii:

- 1) $\perp (010) + [001] + \perp [001] \parallel (010) =$
= kompleks albitowo-karlsbadzki
- 2) $\perp (010) + [100] + \perp [100] \parallel (010) =$
= kompleks albitowo-Ala B.

W budowie bliźniaczej zbadanych plagioklawów zaznacza się pewna zależność między rodzajem występujących w nich zrostów a ich zasadowością. W najkwaśniejszych plagiokla-

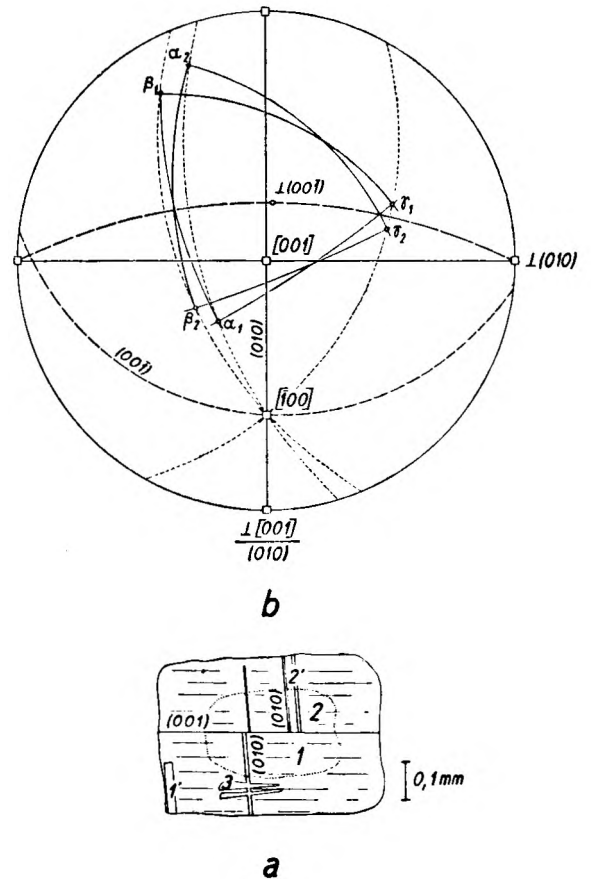


Fig. 25

Przekrój bliźniaka Ala A w labradorze An_{63} z trachybazaltu Krajanowa (a) i orientacja optyczna bliźniaka przedstawionego na figurze 25a (b)

Section of Ala A twin in labradorite An_{63} from the trachybasalt of Krajanów (a) and optic orientation of the same twin (b)

zach serii oligoklastu i andezynu z trachybazaltów i latytów rozwinęły się przeważnie pojedyncze triady albitowe lub tylko wielokrotne bliźniaki albitowo-peryklinowe. Dopiero w labradorach łączą się triady albitowe w większe zespoły, a ponadto pojawiają się w nich radsze zrosty według prawa aklinowego, Ala A i Ala B (esterelskie). Silniej zasadowe labradory rzędu 70% mol. An wykazują bardziej złożone kombinacje albitowych triad typu Rock Tourné i albitowo-Ala B. Nie stwierdzono natomiast w zbadanych skaleniach triad typu manebachskiego.

Występowanie bliźniaków Ala A w zasadowych labradorach An_{63} potwierdza podobne obserwacje T. Wiesera (1957). Autor ten stwierdził je w labradorach (powyżej An_{55}) diabazów świętokrzyskich wbrew dotychczasowym poglądom, że mogą one występować tylko w kwaśniejszych członach tego szeregu o składzie do An_{50} .

SKALENIE ALKALICZNE

Analiza optyczna skaleni alkalicznych polegała na zbadaniu ich orientacji optycznej, pomiarach kąta osi optycznych oraz kątów wygaszania w przekrojach zorientowanych względem głównych kierunków optycznych. Pomiarów kątów $2V$ a także orientacji wykonano konoskopowymi metodami stolika uniwersalnego w szlifach, w specjalnie sporządzonych preparatach z odłupków lub w odpowiednio wyciętych i wypolerowanych płytkach skalnych. Pomiarzy ortoskopowe stosowano do ziarn poniżej 0,6 mm średnicy. W niektórych skaleniach określono także współczynniki załamania światła za pomocą mikrorefraktometru Leitz, zainstalowanego na czteroosiowym stoliku uniwersalnym. Mikrorefraktometr sprawdzono za pomocą refraktometru Abbego i testów z kwarcu. Wyniki oznaczeń optycznych skaleni są zebrane w tabeli 27.

Skalenie potasowe większości trachybazaltów (Rybnica, Łomnica, Świerki, Krajanów) i latytów (Unisław Śl.) tworzą optycznie jednorodne i krystalograficznie zgodne obwódki na listewkach plagioklazów (fig. 8), rzadziej pojedyncze osobniki zamknięte w kwarcu interstycyjnym. Tak samo są wykształcone skalenie potasowe w tle skalnym zalbityzowanych latytów Sokołowska, Kowalowej i Unisławia Śl. Śwą orientacją optyczną odpowiadają one ortoklazom o niedużym i zmiennym kącie osi optycznych $2V_a$ w płaszczyźnie prostopadłej do (010) (tab. 27). Równie niestały jest kąt wygaszania αA (001) w przekrojach prostopadłych do γ . Proste wygaszanie rozpatrywanych skaleni w pasie [010] wskazuje na symetrię jednoskośną.

Budowa bliźniacza jest rzadką cechą omawianych skaleni. Spotykane w nich niekiedy zrosty bliźniacze ujawniają charakter dwojaki. W samodzielnych osobnych listewkach skaleni występują wyłącznie zrosty manebachskie, niekiedy nawet potrójne lub poczwórne. Natomiast w skaleniach alkalicznych tworzących obwódki na plagioklazach typ zrostu zależy od rodzaju zbliźniaczenia obrośniętego plagioklazu. Jeśli taki plagioklaz jest zbliźniaczony według prawa manebachskiego, tak samo zbliźniaczony będzie obrastający go skaień potasowy. Płaszczyzna zrostu obu tak zrosniętych skaleni jest wspólna, jak widać na figurze 24h.

Z grubiej krystalicznych trachybazaltów (Rybnica, Świerki), a nawet z latytów udało się wykonać specjalne preparaty do oznaczeń współczynników załamania światła. Sporządzono je z grubszych szlifów mikroskopowych, które rozpuszczono w dwumetylobenzenie i naklejono na szklanych płytkach mikrorefrakto-

metru. Z oznaczeń współczynników, których dokładność można ocenić na $\pm 0,001-0,002$, wynika zawartość w tych skaleniach około 22% wag. cząsteczki albitowej (Ansilewski 1959, fig. 3) przy założeniu, że nie zawierają one większych domieszek wapnia. Podobny skład powinien cechować skalenie potasowe pozostałych trachybazaltów ze względu na ich duże analogie w innych własnościach optycznych (tab. 27).

Skalenie potasowe ryolitów i ich odpowiedników tufogenicznych występują przeważnie w świeżych i przezroczystych tabliczkach lub odłamkach o własnościach optycznych ortoklazów i sanidynów niższych temperatur, tzn. z płaszczyzną osi optycznych zorientowaną prostopadle do płaszczyzny symetrii (010). Największe wymiary osiągają one w ryolitach Łomnicy I cyklu wulkanicznego, w których tworzą tabliczki i listewki do 15 mm długości (pl. III, fot. 2). Na ogół o połowę mniejsze są krystaloklasty tufów i ignimbrytów ryolitowych.

Charakterystykę optyczną i chemiczną skaleni alkalicznych z ryolitów Łomnicy przedstawił autor w osobnej publikacji (Nowakowski 1959), w której są podane również własności optyczne i morfologiczne ortoklazów z tufów i ignimbrytów okolicy Mieroszowa.

Wspólną cechą tych skaleni jest jednoskośna orientacja optyczna (fig. 26) oraz przeważnie mały kąt osi optycznych ($2V_a$), zmieniający się od 16 do 55°, a najczęściej wynoszący 33–47° (najczęstsze wartości kąta $2V_a$ w tabeli 27 podano w nawiasach). Najmniejszy kąt osi optycznych wykazują sanidyny tufów ryolitowych z Sonova, około 0–5°. Nie udało się w nich określić położenia płaszczyzny osi optycznych z braku dostatecznej ilości materiału skalnego do wykonania odpowiednich preparatów.

Największą zawartość sodu wykazują ortoklasy z ryolitów Łomnicy, co po przeliczeniu na cząsteczkę albitową wyraża się liczbą 32% mol. (tab. 13). Zbliżony skład wynika również ze zmierzonych w tych skaleniach współczynników załamania światła (tab. 27). Nieco uboższe w sód okazały się krystaloklasty ortoklazów z ignimbrytów Kowalowej, zawierające około 21% mol. czystego skalenia sodowego. Podobny chemizm jest zapewne właściwy skaleniom potasowym z pozostałych skał piroklastycznych ze względu na ich zbliżone własności optyczne (tab. 27).

Skalenie alkaliczne z ryolitów i tufów ryolitowych obydwu cykli wulkanicznych odznaczają się prawie identyczną budową bliźniaczą. W jednych i drugich dominują zrosty manebachskie, natomiast rzadsze są bliźniaki karls-

Własności optyczne skaleni alkalicznych z wulkanitów Gór Suchych
 Optical properties of alkali feldspars from the Suche Mts. volcanic rocks

Skały macierzyste — Parent rocks	$n_{\alpha D}$	$n_{\beta D}$	$n_{\gamma D}$	$n_{\gamma} - n_{\alpha}$	$2V_{\alpha} \perp (010)$	$\alpha \Lambda (001)$ $\perp \gamma$	Skład Composition
1. Skalenie jedno- skośne — monoclinic feld- spars							
Trachybazalty — Trachybasalts:							
Rybnica Leśna	1,519—1,522	—	1,525—1,527	0,006	32—42°	7—11°	Or ₇₈ Ab ₂₂
Łomnica	—	—	—	—	33—62° (42—45°)	7—10° 8°	—
Świerki	1,520—1,522	—	1,526—1,528	0,006	40—65° (50°)	6,5—10,5°	Or ₇₈ Ab ₂₂
Dworki i Kraja- nów	—	—	—	—	44—68°	8—10°	—
Głuszycza Górna	—	—	—	—	38—59° (38—47°)	7—11°	—
Zalbityzowane la- tyty anortoklazowe: Albitized anortho- clase latites							
Sokołowsko, Kowalowa, Unisław Śl.	—	—	—	—	31—60°	10—12,2°	—
Latyty augitowe — Augite latites:							
Unisław Śl.	1,519—1,520	—	1,525—1,526	0,006	34—40°	7—9°	Or ₈₀ Ab ₂₀
Ryolity — Rhyolites:							
Łomnica	1,5212	1,5256	1,5268	0,006	16—45° (35—37°)	10—12°	Or ₆₅ Ab ₃₂ An _{2,6} Cz _{0,03}
Tufy ryolitowe — Rhyolitic tuffs:							
Kowalowa	—	—	—	—	18—35°	9—11°	—
Unisław Śl.	—	—	—	—	24—31°	8—10°	—
Głuszycza Górna	—	—	—	—	25—55°	9—11°	—
Dworki	—	—	—	—	23—29°	10°	—
Šonov	—	—	—	—	0—5°*	10,5°	—
Ignimbryty ryolito- we — Rhyolitic ignim- brites:							
Kowalowa	1,5195	1,5242	1,5257	0,005	20—45° (33—36°)	9—12°	Or ₇₆ Ab ₂₁ An ₃
Głuszycza Górna	—	—	—	—	16—31°	9—12°	—
Bartnica	—	—	—	—	24—32°	10—12°	—
2. Skalenie trój- skośne — Triclinic feldspars							
Zalbityzowane la- tyty anortoklazowe: Albitized anortho- clase latites:							
Sokołowsko — anortoklaz anorthoclase	1,528	1,531	1,533	0,005	40—57° (42—44°)	5°**	Or ₂₀ Ab ₈₀ (?)

 * Orientacja płaszczyzny osi optycznych nie ustalona.
 Orientation of axial plane not established.

 ** Kąt wygaszania na ścianie (010).
 Extinction angle on (010) cleavage piece.

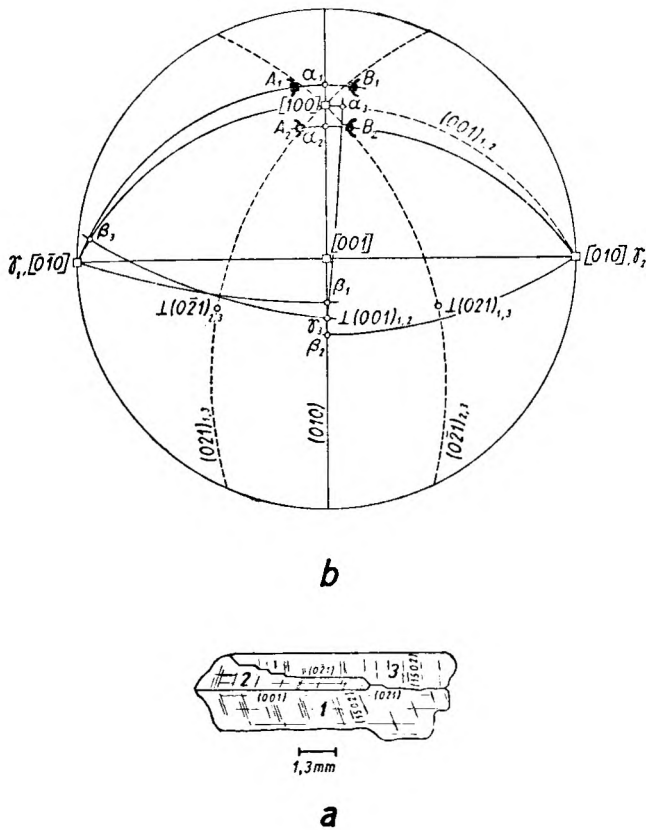


Fig. 26

Przekrój złożonego bliźniaka sanidynu z ryolitu Łomnicy (a) i orientacja optyczna bliźniaków przedstawionych na figurze 26a (b)

1-2 — bliźniak manebachski, 1-3, 2-3 — bliźniaki baweńskie prawy i lewy

Section of complex twin of sanidine from the rhyolite of Łomnica (a) and optic orientation of the same twin (b)

1-2 — Mannebach twin, 1-3, 2-3 — right-and left Baveno twins

badzkie i baweńskie. Charakterystyczna jest przy tym ogólna skłonność tych skaleni do zrastania się według prawa manebachskiego i to nierzadko w postaci trojaków i czworaków. Niekiedy takie zrosty są wykształcone w postaci cienkich lametek bliźniaczych, podobnych do delikatnych prążków pospolitych w plagioklazach. Bliźniaki manebachskie występują w interesujących kombinacjach z prawymi i lewymi zrostami baweńskimi (pl. III, fot. 2). Orientację optyczną takiego zespołu bliźniaczego w sanidynie ($2V_a = 16^\circ$) przedstawia projekcja stereograficzna na figurze 26. Dla większej przejrzystości obrazu projekcja jest obrócona o około 90° względem przekroju skalenia przedstawionego na figurze 26a w ten sposób, żeby środek rzutu był zgodny z jego kierunkiem krystalograficznym $[001]$.

Oprócz wymienionych zrostów spotyka się jeszcze inne, rzadsze prawa bliźniacze. W ortoklazach z tufów i ignimbrytów okolicy Mieroszowa stwierdzono jeszcze zrosty esterelskie (Ala B), bliźniaki pierwszego rodzaju hemitropii według (100) a także bliżej nieznanego prawa według ściany $Ok1$, prawdopodobnie o wskaźnikach $(0\ 12\ 1)$, bardzo podobne do zrostów baweńskich (op. cit.).

Najciekawsze spośród wszystkich skaleni okazały się anortoklasy zalbityzowanych litytów z rejonu Sokołowska, Kowalowej i Unisławia Śl. Skalenie te występują w euhedralnych fenokryształach do 2 mm długości (pl. XI, fot. 1, pl. XII, fot. 1, 2) oraz w obwódkach na fenokryształach plagioklazów. Niejednorodność składu w anortoklacie uzewnętrznia się w silnie rozwiniętej budowie pasowej, często rekurencyjnej (pl. XI, fot. 1 i fig. 14a), oraz w niestałej wielkości kąta osi optycznych (tab. 27) w płaszczyźnie prawie prostopadłej do (010) . Jego współczynniki załamania światła są niekiedy jeszcze wyższe od podanych w tabeli, gdyż relief niektórych anortoklazów jest względem balsamu kanadyjskiego słabo dodatni dla kierunków β i γ . Z pomiarów orientacji optycznej wynika mała trójskość tych skaleni ($\gamma \wedge \perp (010)$ rzędu $5-6^\circ$) oraz kąt wygaszania na ścianie (010) $\alpha' \wedge (001) =$ około 5° . Cechy te wskazują jednoznacznie, że skalenie reprezentują wysokotemperaturową modyfikację skaleni alkalicznych o niskim stopniu uporządkowania krzemu i glinu w strukturze. Bliskie albitowi współczynniki załamania światła wskazują na wysoką zawartość sodowej cząsteczki skaleniowej, około 80% wag. (Ansilewski 1959, fig. 3, 7), a w skaleniach o wyższych współczynnikach załamania może nawet jeszcze większą. Udział wapnia w tych skaleniach powinien być raczej mały, gdyż zawartość normalnego anortytu w tych skałach (tab. 20) jest znikoma.

Anortoklaz w swej budowie bliźniaczej nie ujawnia zrostów albitowych i peryklinowych, lecz jedynie proste zrosty karlsbadzkie lub manebachskie. Na figurze 27 przedstawiono orientację optyczną prostego bliźniaka karlsbadzkiego o budowie pasowej. W konstrukcji tej projekcji przyjęto prosty kąt między płaszczyznami łupliwości (010) i (001) , gdyż dokładniejszy jego pomiar pod mikroskopem był niewykonalny.

Własności optyczne skaleni alkalicznych są ściśle związane z ich składem chemicznym i strukturą wewnętrzną, w której równomierność rozmieszczenia atomów Si i Al, czyli stopień ich uporządkowania zależy od warunków krystalizacji (Ansilewski 1959, Laves 1960). W ogólnym przypadku w wysokich temperatu-

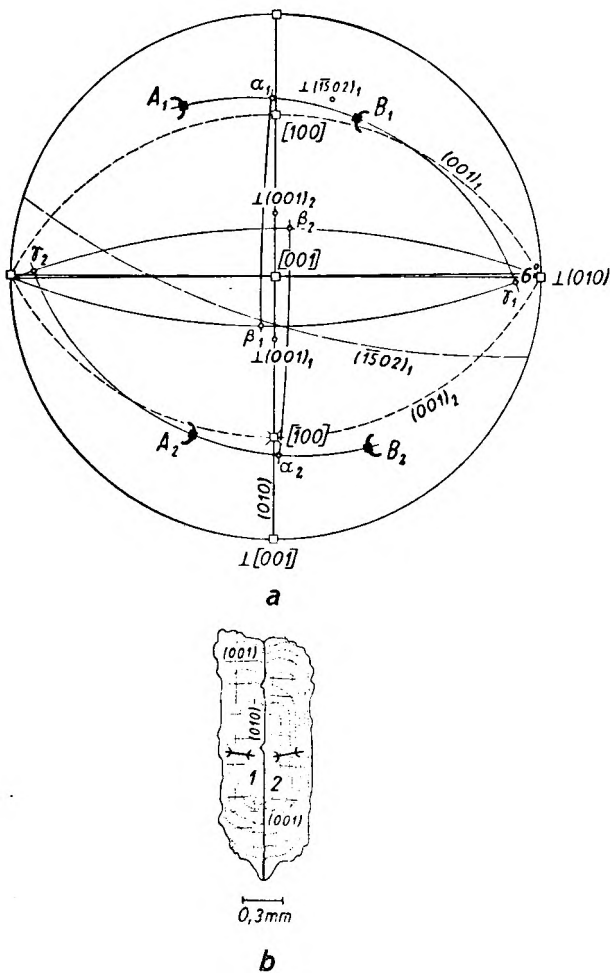


Fig. 27

Przekrój bliźniaka karlsbadzkiego (1—2) w anortoklazie z latytu Sokołowska (b) i orientacja optyczna bliźniaka przedstawionego na figurze 27b (a)

Section of Carlsbad twin (1—2) of anorthoclase from the latite of Sokołowska (b) and optic orientation of the same twin (a)

rach, a więc w warunkach tworzenia się skał wulkanicznych, powstają struktury skaleniowe z równomiernym rozmieszczeniem Al w strukturze (tzw. nieuporządkowane struktury F. Lavesa). Tego rodzaju struktury skaleniowe nazywał Ansilewski chaos-strukturami (w skrócie χ -struktury). Do drugiej grupy struktur należą tzw. kosmostruktury (κ -struktury) o nierównomiernym, czyli uporządkowanym rozmieszczeniu Si i Al w przestrzennych sieciach skaleniowych. Między obu skrajnymi stanami strukturalnymi istnieją ciągłe przejścia, a miarą równomierności rozmieszczenia w nich atomów Si i Al jest wielkość kąta $2V$ i orientacja płaszczyzny osi optycznych. Na zależnościach tych opiera się opracowana przez Ansilewskie-

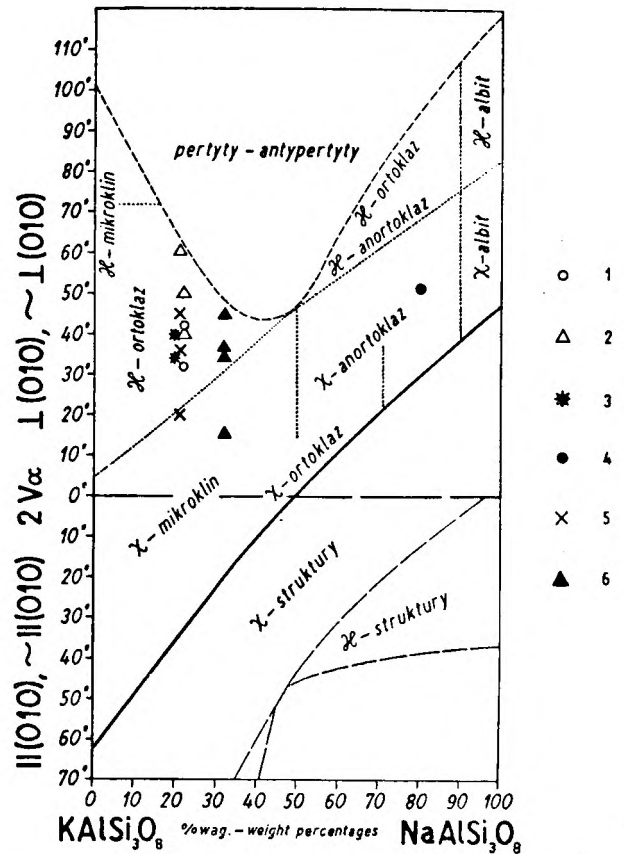


Fig. 28

Zmienność kąta osi optycznych ($2V\alpha$) w skaleniach alkalicznych wg J. Ansilewskiego (1959)

Skąły macierzyste: trachybazalty: 1 — Rybnica Leśna, 2 — Świerki; latyty: 3 — Unisław Sl., 4 — Sokołowsko (anortoklaz); ignimbryty ryolitowe: 5 — Kowalowa; ryolity: 6 — Łomnica

Variations of axial angle ($2V\alpha$) in alkali feldspars after J. Ansilewski (1959)

Parent rocks: trachybasalts: 1 — Rybnica Leśna, 2 — Świerki; latites: 3 — Unisław Sl., 4 — Sokołowsko (anorthoclase); rhyolitic ignimbrites: 5 — Kowalowa; rhyolites: 6 — Łomnica

go klasyfikacja skaleni alkalicznych, zilustrowana graficznie na figurze 28. Na ten wykres naniesiono punkty projekcyjne zbadanych optycznie skaleni alkalicznych z głównych odmian skał Gór Suchych. Ich przybliżony skład chemiczny określono na podstawie współczynników załamania światła z wyjątkiem ortoklażu z ryolitu Łomnicy, który był analizowany chemicznie. Dla poszczególnych skaleni o danym składzie uwzględniono zmienność kąta osi optycznych ($2V\alpha$).

Z położenia punktów skaleni na figurze 28 widzimy, że ortoklaże z trachybazaltów Rybnicy i Świerków, latytów z Unisławia Sl. i ignimbrytów z Kowalowej grupują się w polu zmienności strukturalnej kosmo-ortoklażów

z przejściem do obszaru chao-struktur, odpowiadających modyfikacjom wyższych temperatur. Najbardziej nieuporządkowane są zatem struktury niektórych sanidynów z ryolitów Łomnicy, w których zachowała się optyka wysokotemperaturowa.

Anortoklaz z latytów Sokołowska odpowiada swymi cechami optycznymi wysokotemperaturowym skaleniom alkalicznym, określanym w strukturalnej klasyfikacji F. Lavesa (1960) K-analbitem. Wysokotemperaturowy charakter tego skalenia wynika również z jego małej trójskośności oraz małego kąta wygaszania na ścianie (010).

W naturze zbadanych optycznie plagioklazów i skaleni alkalicznych widzimy bardzo istotne różnice. W latytach występują fenokryształy andezynów o wyraźnie pośredniej optyce i wysokotemperaturowe formy skaleni alkalicznych — anortoklazu. Również w ryolitach Łomnicy sanidynowi towarzyszy kwaśny andezyn o pośredniej orientacji optycznej (fig. 23).

Skalenie alkaliczne trachybazaltów ze Świerków i Rybnicy Leśnej charakteryzują się podobnie jak plagioklasy pośrednią lub niskotemperaturową optyką. Jednak występujące w tych skałach wysokotemperaturowe odmiany piroksenów w postaci pigeonitów wskazują na wysoką pierwotnie temperaturę krystalizacji tych law. Fakty te dowodzą, że w starych lawach pirokseny łatwiej niż skalenie zachowują wysokotemperaturową optykę. Z literatury (Burri 1956a, b) również wiadomo, że wysokotemperaturowe plagioklasy są w wulkanitach rzadko spotykane, natomiast częściej zdają się występować skalenie alkaliczne o wysokotemperaturowej optyce. Stąd nasuwa się wniosek, że plagioklasy są przeważnie gorszymi wskaźnikami pierwotnych warunków krystalizacji od skaleni alkalicznych i niektórych piroksenów, zwłaszcza w starych formacjach wulkanicznych.

ALBITY METASOMATYCZNE

Wbrew rozpowszechnionej regule o dodatnim znaku optycznym albitu, powstałe z zasadowych plagioklazów albity są przeważnie optycznie ujemne, rzadziej słabo dodatnie lub optycznie neutralne. Cechy te nie wiążą się z charakterem optycznym pierwotnych plagioklazów. Najmniejszy kąt osi optycznych $2V_a = 78,5^\circ$ stwierdzono w fenokryształach czystego albitu An_0 z okruchów częściowo zalbityzowanych latytów (?), występujących w tufach witra-krystaloklastycznych z Kowalowej. Skaleń ten w wulkanitach tych powstał (nie znanych *in situ* w Górach Suchych) — jak

świadczą zachowane w nim relikty — wskutek albityzacji oligoklazu o składzie $An_{21} - An_{27}$. W optycznie dodatnich albitach kąt $2V_\gamma$ jest przeważnie bliski 90° ($87-89^\circ$). Na wykresie zmienności kątów $2V$ w plagioklazach (fig. 23) punkty projekcyjne wtórnych skaleni grupują się między krzywymi kątów osi optycznych dla wysoko- i niskotemperaturowych albitów. Wiadąc tu wyraźnie dużą różnicę między wielkością kątów $2V_a$ w albitach niskotemperaturowych według Marfunina i w zbadanych albitach metasomatycznych, wynoszącą od 18 do 30° .

Wynikający z wielkości kątów $2V$ pośredni charakter optyki wtórnych albitów potwierdziły również kilkakrotne pomiary ich orientacji optycznej na stoliku uniwersalnym. Trafiają się jednak wśród nich skalenie o orientacji optycznej bardziej zbliżonej do form niskotemperaturowych, np. albit powstały w wyniku odwapnienia andezynu An_{35} w latycie z Sokołowska. Charakteryzują go następujące wartości kątów Eulera i odpowiadający im skład albitu według krzywych wariacyjnych dla skaleni niskotemperaturowych (Burri 1956b, fig. 9):

	Φ	Ψ	Θ
	$88,0^\circ$	$107,7^\circ$	$85,6^\circ$
An	0	0	0,5

Wartości te są bardzo bliskie kątom Eulera dla czystego albitu niskich temperatur (LT), a różnią się znacznie od parametrów dla albitu wysokotemperaturowego (HT), ustalonych przez C. Burriego:

	Φ	Ψ	Θ	
An_0	$88,5^\circ$	$108,2^\circ$	$87,4^\circ$	LT
An_0	$94,5^\circ$	$109,4^\circ$	$72,5^\circ$	HT

Znamienną cechą optyczną wtórnych albitów jest również zmienny kąt wygaszania światła $\alpha'\Lambda$ (010) w przekrojach prostopadłych do [100], który osiąga nierzadko (—) 19° .

Ujemny znak optyczny wykazują również fenokryształy prawie czystego albitu w ryolitach z Łomnicy a także jego krystaloklasty z tufogenicznych skał ryolitowych Głuszycy i Dworek. Dlatego pierwotna natura tych skaleni wzbudza pewne wątpliwości, zwłaszcza że w ryolitach Łomnicy obok albitu spotykamy sporadyczne fenokryształy oligoklazu, tworzącego z nim czasem przerosty.

Specyficzna optyka albitów w wulkanitach niecki śródsudeckiej nie jest zjawiskiem odosobnionym. Prawie bezanortytowe albity ujemne ($2V_a$ $85-86^\circ$) o pośredniej orientacji optycznej opisał A. Glauser (1959) z żyłowych porfirów granitowych południowego Schwarz-

waldu i z piaskowców Alp Szwajcarskich występujących w Taveyannaz. Autor ten nadmienia, że niepospolita optyka zbadanych przez niego albitów nie wykazuje żadnego związku ze strukturą i charakterem wylewnym lub żyłowym macierzystych skał magmowych. Znane są również w czerwonym spągowcu głębokiego podłoża północnych Niemiec serie zalbityzowanych porfiryków alkalicznych, w których występują według H. J. Dronga (1959) fenokryształy albitu ($An_0 - An_5$) o pośredniej orientacji optycznej i zmiennym kącie osi optycznych $2V_\alpha = 90 - 100^\circ$. Analogiczne zjawiska albity-

zacji jak w Górach Suchych stwierdził W. I. Lebedinski (1962) w diabazach krymskich. Powstały w nich z zasadowych plagioklazów albit charakteryzuje się zmienną zawartością anortytu $An_0 - An_{11}$ i kątem $2V_\alpha$ od 79 do 88° . W. W. Rewerdatto (1960) opisał interesujące przejawy albityzacji tufów z Górnego Ałtaju i zachodnich Sajanów. Autor ten doszedł do przekonania, że wtórny albit dziedzicy nie tylko budowę bliźniaczą po pierwotnym andezynie, lecz zachowuje również jego dawną formę krystaloklastyczną.

WTÓRNE PRZEOBRAŻENIA WULKANITÓW

ALBITYZACJA WULKANITÓW

Albityzacja trachybazaltów i latytów jest niezwykle pospolitym zjawiskiem na całym prawie obszarze Gór Suchych. Najsilniej przejawiała się ona w środkowej części tej strefy górskiej, gdzie mamy do czynienia z niemal doszczętnie przeobrażonymi pokrywami latytów, w których tylko z wielkim trudem możemy jeszcze odtworzyć ich pierwotny charakter petrograficzny. Procesy te ogarnęły również w znacznym stopniu trachybazalty wschodniej części niecki śródsudeckiej między Głuszycą a Tłumaczowem.

Z opisów petrograficznych zalbityzowanych trachybazaltów z Rybnicy i Świerków wynika, że procesy te rozwijały się najprawdopodobniej już po skrzepnięciu lawy pod wpływem bardzo aktywnych emanacji powulkanicznych. Albityzacji plagioklazów towarzyszyła chloryzacja, hematyzacja oraz karbonatyzacja minerałów ciemnych. Były to więc — jak wykazała już H. Dziedzicowa (1958) — procesy najprawdopodobniej typu powulkanicznej autometasomatozy hydrotermalnej. Dzięki temu, że w wielu skałach procesy albityzacji zatrzymały się na pewnym etapie nie dochodząc do samego końca, możemy dzisiaj zorientować się z dużą pewnością, jakie skalenie ulegały tym przemianom i jaki był ogólny kierunek reakcji wyznaczonych w plagioklazach pierwotnych.

W początkowych stadiach albityzacji plagioklasy przypominają swym wyglądem pertyty (pl. VIII, fot. 1), gdyż przenika je cały system delikatnych żyłek i plamek, wyróżniających się swą białą barwą interferencyjną i niższym reliefem od pierwotnego skalenia o mniejszej dwójłomności. W silniej zalbityzowanych plagioklazach widzimy większe plamki lub zatoki albitu, jak to przedstawiono na figurze 29. Trudno powiedzieć, czy albityzacja rozwijała się silniej od zewnątrz czy też od wewnątrz

kryształów skaleni. W jednym szlifie obserwuje się to zjawisko w obu sytuacjach, uwarunkowanych różnymi przekrojami częściowo zmienionych plagioklazów. Wydaje się jednak, że najprawdopodobniej albityzacja atakowała najpierw te partie skaleni, które nie były osłonięte obwódkami skaleni alkalicznych, a potem ich głębsze partie. Na uwagę zasługuje fakt, że skalenie potasowe były przeważnie odporne na te przemiany. Jedyne w niektórych trachybazaltach Łomnicy i Rybnicy ujawniły się przejawy wtórnej pertytyzacji obwódek ortoklazowych na częściowo lub w całości zalbityzowanych listewkach labradoru.

We wszystkich częściowo zalbityzowanych plagioklazach widać krystalograficzną zgodność obu skaleni we wspólnych płaszczyznach łupliwości i prawach bliźniaczych. Na figurze 29c pokazano przekrój bliźniaka karlsbadzkiego w andezynie, w którym pomiary metodą Rittmanna wykazują taką samą zależność bliźniaczą w plamkach albitu. Analogiczne prawidłowości stwierdzamy w albitowo zbliźniaczonych labradorach i przenikających je albitach przedstawionych schematycznie na figurze 29b, d. W całości zalbityzowanych plagioklazach widzi się taką samą komplikację budowy bliźniaczej, jak w plagioklazach skał świeżych. Na figurze 29e pokazano przekrój bliźniaka karlsbadzkiego (1—2) w kombinacji ze zrostami peryklinowymi i albitowymi wtórnego albitu An_0 , stwierdzonego w zmienionych latytach Unisława Śl.

Z przytoczonych obserwacji możemy wnosić, że struktura pierwotnego plagioklazu nie ulegała podczas albityzacji niszczeniu, lecz tylko wewnętrznemu przebudowaniu z częściowym podstawieniem Na i Si zamiast Ca i Al, zachowując zasadnicze cechy swej budowy pierwotnej. Nieco zagadkowy pozostaje wprowadzenie mechanizmu takiej wymiany atomów bez zniszczenia struktury pierwotnego plagioklazu. W osta-

tecznym efekcie takie reakcje wymienne w strukturze skalenia dążyły do powstania czystego lub prawie czystego albitu $An_0 - An_5$.

W wielu zmienionych trachybazaltach i litytach znajdujemy albity z relikami andezynów

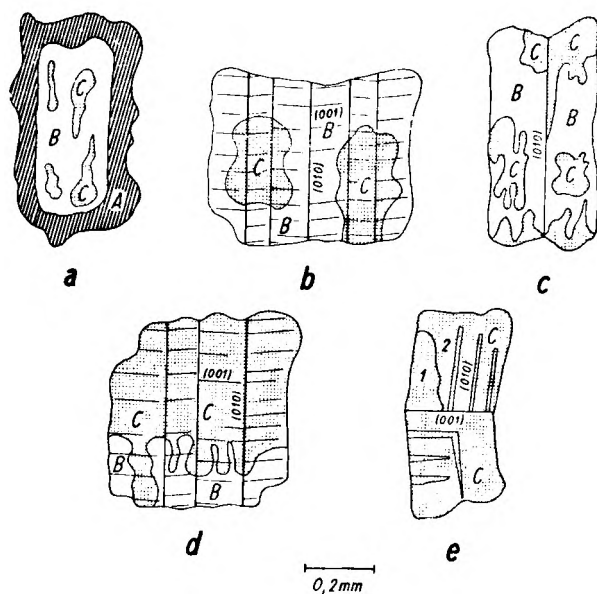


Fig. 29

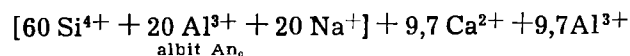
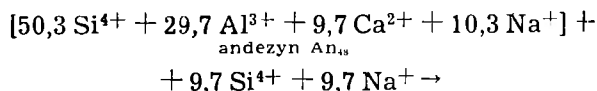
Różne stadia albityzacji plagioklazów z trachybazaltów (fig. a, b) i litytów (fig. c — e)

A — obwódka ortoklazu na plagioklazie, B — relikty pierwotnych plagioklazów $An_{45} - An_{52}$, C — wtórny albit (kropki) o składzie $An_0 - An_3$

Various stages of albitization in plagioclases from the trachybasalts (Figs. a, b) and latites (Figs. c — e)

A — orthoclase forming crystallographically oriented rim on the plagioclase crystal, B — relicts of primary plagioclases $An_{45} - An_{52}$, C — secondary albite $An_0 - An_3$ (dotted)

i labradorów, a czasem nawet świeże listewki nie tknięte albityzacją. Ich skład wskazuje, że natura pierwotna tych skaleni była taka sama, jak w wulkanitach świeżych. Nie ma zatem wątpliwości, że np. w kryształach andezynu An_{48} musiała dokonać się następująca przebudowa składu kationowego, wyrażona w % kationowych:



Uwalniany w tej reakcji wapń łączył się z dwutlenkiem węgla w kalcyt, a glin najprawdopodobniej wchodził do chlorytu. Ponieważ plagioklaz jest głównym składnikiem trachybazaltów, przeto należałoby oczekiwać w ich odmianach zalbityzowanych widocznych

zmian chemicznych. Jeśli w ich pierwotnym chemizmie nie było zbyt dużego zróżnicowania — czego raczej nie należy się spodziewać — to powinna wzrosnąć w skale zalbityzowanej zawartość sodu i krzemu. Tymczasem śledząc normatywne składy mineralne takich skał ze Świerków, Unisławia Śl. i Sonova (fig. 10, tab. 21, 25) stwierdzamy tylko zmniejszanie się zawartości normatywnego anortytu, natomiast kwarc i albit normatywny nie ujawniają wyrażnej tendencji wzrostu. Inaczej przedstawiają się te stosunki w świeżych i zalbityzowanych trachybazaltach z Głuszycy (fig. 12). Tu uderza znaczna współzależność między zawartością normatywnego plagioklazu a ilościowym udziałem albitu. Na ogół im silniej skała jest zalbityzowana, tym więcej ma normatywnego albitu.

Dokładne ujęcie ilościowe metasomatycznych procesów skałotwórczych napotyka niepokonane trudności, których głównym źródłem jest konieczność przyjmowania różnych założeń, prawdziwości ich zaś nikt nie jest w stanie sprawdzić ani też udowodnić. Przy takich obliczeniach zawsze trzeba przyjąć niesprawdzalne założenie, że pierwotny skład chemiczny skały zmetasomatyżowanej był taki sam, jak chemizm porównywanej z nią skały nie przeobrażonej. Za jednostkę porównawczą przyjmuje się zazwyczaj stałą objętość skały, co musi niekiedy nasuwać poważne wątpliwości. Trudno sobie na przykład wyobrazić, żeby trachybazalty podczas albityzacji zachowywały stałą objętość, skoro zachodzą duże zmiany w składzie skaleni, a oprócz tego dokonuje się jeszcze chlorytyzacja, karbonatyzacja, hematytyzacja i sylifikacja.

Spośród różnych metod przedstawiania bilansu chemicznego metasomatozy⁴ wybrano metodę T. F. W. Bartha ze względu na możliwość wyeliminowania oznaczeń gęstości, których brak dla chemicznie zanalizowanych wulkanitów. Metoda ta opiera się na założeniu, że ilość tlenu podczas metasomatozy jest mniej więcej stała i wynosi około 160 atomów tlenu na około 100 kationów. Analizy skał przedstawia się w postaci tzw. „komórek jednostkowych” złożonych ze 160 atomów tlenu, które służą do porównywania migrujących w skałach podczas metasomatozy pierwiastków. W tabelach 28 i 29 podano skład kationowy takich „komórek” w odniesieniu do 160 atomów tlenu, obliczonych z analiz trachybazaltów i litytów w różnych stadiach albityzacji. Analizy uszeregowano w tabelach według malejącej zawartości normatywnego plagioklazu, stano-

⁴ Kilka takich metod wypróbował i krytycznie rozpatrzył J. Burchart (1958).

Tabela 28

Skład kationowy „komórek jednostkowych” 160 tlenów w trachybazaltach ze Świerków
Cation numbers in 160 oxygen standard cells of trachybasalts from Świerki

Nr analizy	Kamieniołom północny — Northern quarry													Kamieniołom południowy Southern quarry			
	10	11	14	21	15	12	17	13	20	19	16	9	18	23	22	24	25
Si ⁴⁺	50,1	53,2	50,6	51,7	51,0	48,8	47,2	48,6	48,9	51,3	51,5	48,9	47,7	51,8	53,4	51,1	43,8
Al ³⁺	17,0	16,9	17,1	17,4	15,8	16,1	18,3	15,5	16,0	14,1	16,1	14,5	15,9	18,7	16,0	18,6	18,6
Fe ³⁺	1,6	3,3	1,7	4,5	5,2	4,8	3,8	5,4	5,3	12,3	3,1	4,3	5,0	2,1	3,1	3,5	6,7
Fe ²⁺	3,3	3,5	3,3	1,5	0,5	1,2	2,3	0,6	1,2	0,8	0,3	0,7	0,7	4,2	3,4	0,9	3,0
Mg ²⁺	3,9	4,0	3,7	3,8	3,0	4,1	3,8	3,8	5,3	4,1	3,5	4,3	4,8	4,3	3,9	5,3	8,9
Ca ²⁺	6,3	6,5	5,9	3,5	5,8	6,2	5,0	5,9	3,9	4,1	5,5	6,4	4,5	6,3	6,6	2,4	1,6
Na ⁺	5,8	6,4	6,0	6,0	6,4	6,6	7,2	6,8	6,6	5,8	6,4	7,0	6,6	6,6	6,2	6,8	4,8
K ⁺	3,0	2,8	3,6	3,8	3,0	3,0	3,6	3,8	3,4	3,6	4,2	4,2	4,6	3,0	3,0	4,2	3,4
H ⁺	(12,6)	(4,0)	(11,6)	(11,4)	(5,8)	(8,2)	(15,0)	(8,6)	(15,0)	(12,2)	(5,2)	(5,4)	(12,8)	(5,6)	(5,4)	(13,8)	(25, 6)
Ti ⁴⁺	1,2	0,7	1,1	1,0	1,1	1,1	0,9	1,2	1,1	1,0	1,1	0,8	1,0	1,1	0,8	1,0	1,1
P ⁵⁺	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2
C ⁴⁺	2,2	—	1,8	0,7	3,1	3,8	2,8	4,2	2,1	2,6	3,9	5,8	4,2	0,5	0,3	0,5	0,7
Σ	94,7	97,7	95,1	94,3	95,3	96,0	95,3	96,2	94,2	99,9	96,0	97,3	95,4	98,9	97,1	94,6	92,8
Plagiokl. normat. An	38	37	37	28	24	22	18	17	15,5	13	12,5	1,7	0	39	36	18	11,5

Tabela 29

Skład kationowy „komórek jednostkowych” 160 tlenów w trachybazaltach i latytach z Głuszycy,
Unisławia Śl. i Šonova
Cation numbers in 160 oxygen standard cells of trachybasalts and latites from Głuszycza,
Unisław Śl. and Šonov

Nr analizy	Kamieniołom w Głuszycy — Quarry at Głuszycza										Głuszycza „Grzęda“		Šonov (CSRS)		Unisław Śl.	
	pokrywa — cover				lakolit — laccolith						7	8	62	63	54	55
	41	42	43	44	45	47	48	49	50	46						
Si ⁴⁺	52,5	53,3	49,7	50,8	53,4	52,6	52,2	50,8	48,6	46,6	51,6	48,6	51,6	52,0	53,2	49,1
Al ³⁺	16,0	16,3	17,2	17,1	17,2	17,3	17,6	17,6	17,7	18,1	13,5	15,1	16,3	16,4	16,1	18,3
Fe ³⁺	3,1	2,0	3,1	4,9	2,3	2,6	2,0	3,8	3,4	4,5	8,1	6,1	1,5	2,0	2,5	5,1
Fe ²⁺	2,6	1,9	4,0	0,5	3,7	3,7	4,0	2,1	2,2	0,5	0,4	0,4	4,0	0,7	3,8	0,1
Mg ²⁺	3,8	2,2	5,4	6,1	4,0	2,6	4,3	4,8	6,0	5,4	2,6	6,2	3,8	4,5	2,8	2,2
Ca ²⁺	4,5	4,1	2,9	2,7	5,7	4,2	4,2	3,7	2,4	4,7	4,2	3,2	5,7	3,4	4,4	4,3
Na ⁺	6,4	7,2	9,0	7,4	5,8	6,8	9,4	9,8	9,0	7,0	7,0	6,4	6,2	6,8	6,6	7,4
K ⁺	3,6	3,8	3,4	3,6	3,2	3,4	3,4	3,2	3,6	4,8	3,6	4,0	1,8	3,0	4,0	4,8
H ⁺	(14,0)	(14,2)	(13,2)	(11,8)	(4,0)	(13,8)	(8,6)	(10,8)	(20,6)	(13,6)	(15,4)	(15,8)	(19,0)	(18,6)	(0,4)	(12,6)
Ti ⁴⁺	0,8	0,8	1,1	0,8	1,1	0,7	1,0	1,1	1,1	1,1	0,8	1,1	1,1	1,0	0,3	—
P ⁵⁺	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4
C ⁴⁺	0,4	1,3	1,0	1,3	0,6	—	0,2	0,4	0,6	3,5	0,9	2,5	—	1,5	3,9	2,8
Σ	94,1	93,3	97,1	95,4	97,2	94,3	98,5	97,6	94,9	96,5	93,1	94,0	92,3	91,5	97,8	94,5
Plagiokl. normat. An	31,5	23	14	13	42	34,5	20,5	19,5	12,5	10	17,5	1,2	40	1	33	12

więcego dla tych skał miarę rozwoju procesów albityzacji. Zmienność kationów wapnia Ca^{2+} , Na^+ i C^{4+} przedstawiono graficznie na wykresach (fig. 30 i 31), na których pominięto kationy Si^{4+} i Al^{3+} , gdyż zmienność ich koncentracji nie wykazuje żadnych prawidłowości.

Na wykresie (fig. 30) widzimy, że w trachybazaltach z kamieniołomów w Świerkach nie ma żadnych prawidłowych zależności między sodem a wapniem przy wyraźniejszym wzroście kationu węgla, wskutek wiązania w kalcyt uwolnionego z plagioklaz wapienia. Oznacza to, że wapń — zgodnie z obserwacjami mikroskopowymi — pozostaje przeważnie na miejscu. Do tych samych wniosków prowadzi porównanie składu „komórek” zanalizowanych skał, pochodzących z profilów potoków lawowych (fig. 5), a także bezpośrednio sąsiadujących ze sobą skał świeższych (tab. 28, anal. 14) i bardziej zmienionych (anal. 21) z tego samego poziomu potoku lawowego.

Zupełnie inaczej kształtuje się bilans chemiczny w świeżych i silnie albityzowanych trachybazaltach z Głuszycy (fig. 31). Ubytek wapnia pociąga tu za sobą regularny wzrost

sodu i tylko nieznaczne zwiększenie się koncentracji kationów węgla. Ten ostatni fakt wiąże się z częściowym odpływem wapnia ze środowiska reakcji wymiennych. Istnieje duże prawdopodobieństwo, że wzrost sodu w tych skałach wiąże się z doprowadzeniem tego składnika do skały podczas albityzacji plagioklaz. Przemawia za tym pochodzenie porównywanych skał z tych samych poziomów lako-litu (tab. 29, anal. 45—49) oraz zbyt duże różnice udziału sodu w ryczałtowych analizach chemicznych tych skał (tab. 17, anal. 41, 43, 45—50). Ujawniający się w niektórych skałach większy spadek zawartości sodu (fig. 31, anal. 44, 46) można usprawiedliwić bardziej zaawansowanym wietrzeniem (dużo normatywnego korundu, tab. 17 i 19) a także przypuszczeniem, że część skaleni została zastąpiona chlo-rytem, na co wskazują obserwacje mikroskopowe i zwiększona koncentracja magnezu. Oczywiście nie można też wykluczać pewnych różnic w pierwotnym składzie chemicznym zmienionych wulkanitów.

Te same uwagi dotyczą również trachybazaltów z dajki na „Grzędzie” w Głuszycy (fig. 31,

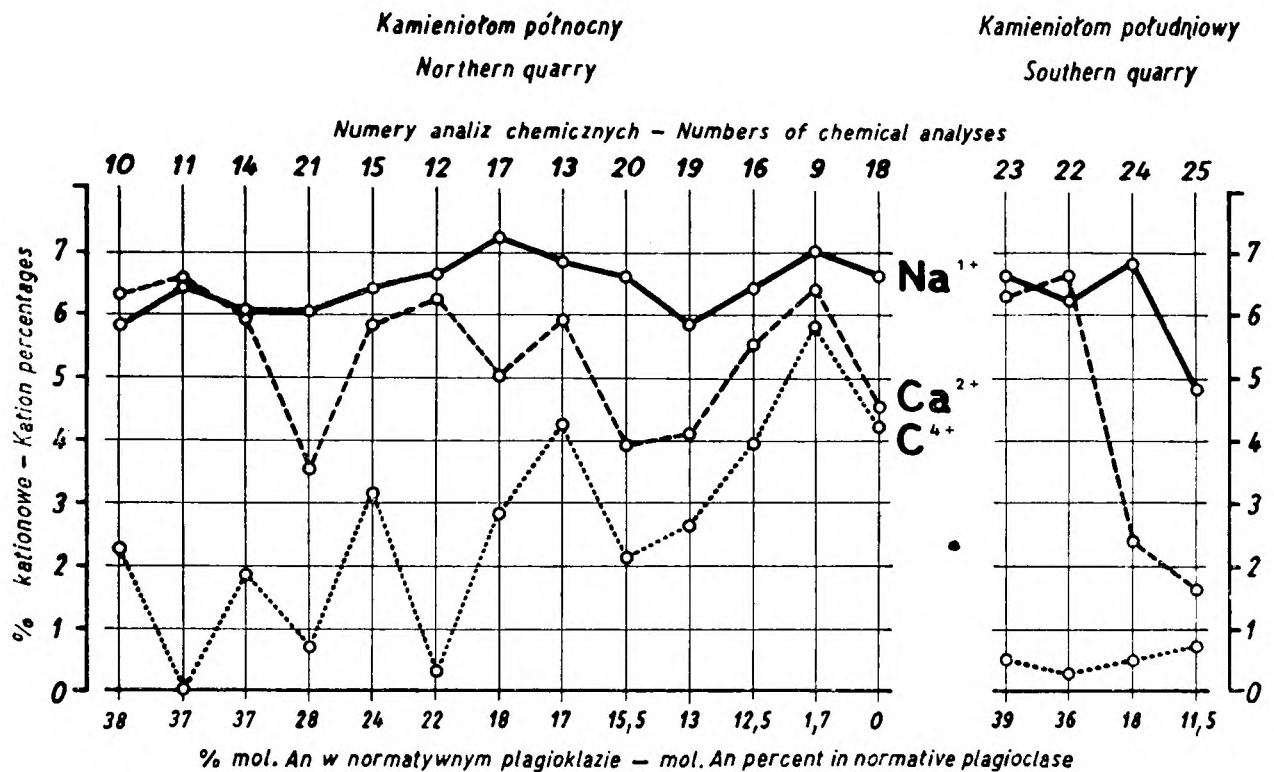


Fig. 30

Wykresy zmienności kationów Na^+ , Ca^{2+} , C^{4+} w komórkach jednostkowych O_{160} , obliczonych dla świeżych i albityzowanych trachybazaltów ze Świerków

Diagrams of Na^+ , Ca^{2+} , C^{4+} variation in O_{160} standard cells calculated for fresh and albitized trachybasalts from Świerki

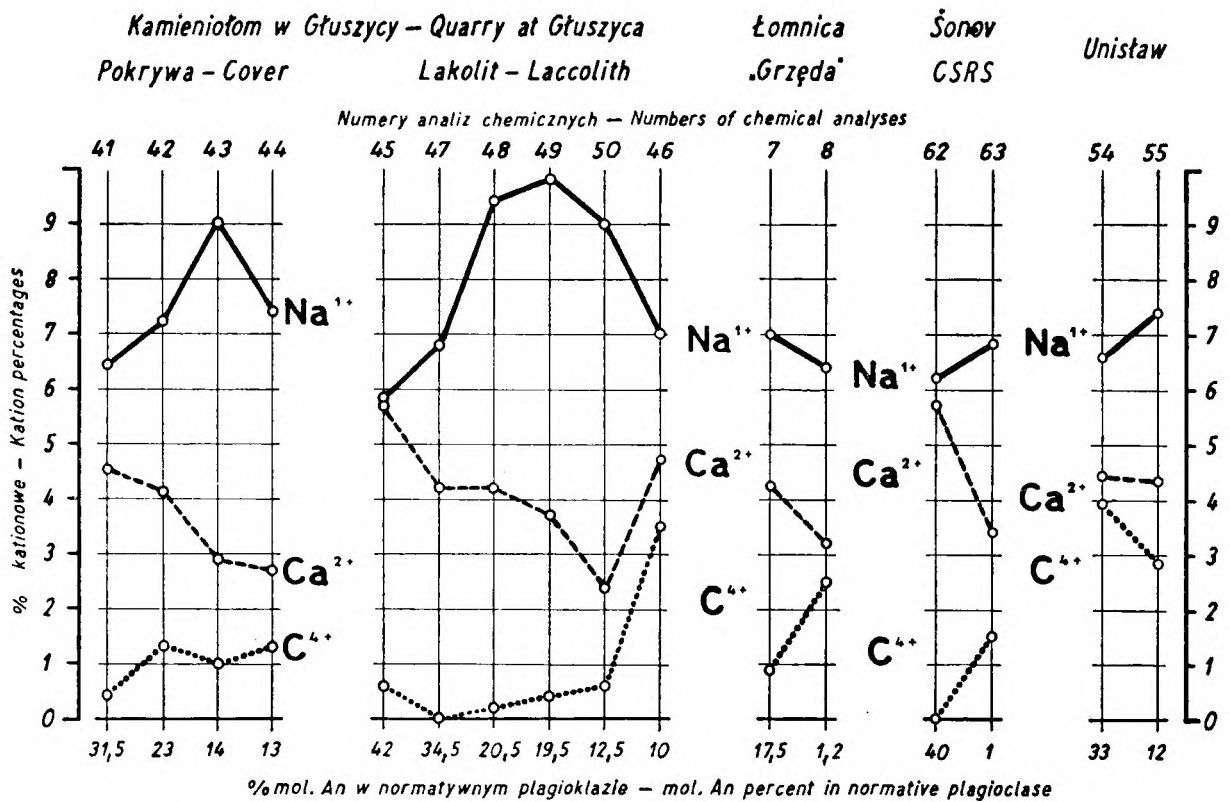


Fig. 31

Wykresy zmienności kationów Na⁺, Ca²⁺, C⁴⁺ w komórkach jednostkowych O₁₆₀, obliczonych dla świeżych i zalbityzowanych skał z Głuszycy, Unisławia i Sonova
 Diagrams of Na⁺, Ca²⁺, C⁴⁺ variation in O₁₆₀ standard cells calculated for fresh and albitized rocks from Głuszycy, Unisław and Sonov

anal. 7—8), w których widzimy jednakowe zmniejszanie się sodu i wapnia przy wzroście kationu węgla. Nieznaczny tylko wzrost sodu przy ubytku wapnia zaznacza się w przeobrażonym trachybazalcie z Sonova (fig. 31, anal. 62—63) i w litycie z Unisławia Śl. (fig. 31, anal. 54—55). Skały te są jednak mało porównywalne, gdyż pochodzą z dość odległych miejsc występowania, a ponadto omawiane wulkanity z Sonova, chociaż strukturalnie do siebie bardzo podobne, reprezentują dwa czasowo odrębne wylewy.

Pozostałe kationy w „komórkach” Bartha nie wykazują ciekawszych zależności. Widać tylko, że z postępem albityzacji utlenia się żelazo dwuwartościowe, niekiedy koncentrując się w większej ilości (tab. 28, anal. 19), na ogół wzrasta też zawartość magnezu (chlorytyzacja) i potasu. Niewątpliwie ten ostatni składnik wiąże się z większym nagromadzeniem pierwotnego skalenia potasowego w wyższych partiach pokrywy lawowych.

Analiza normatywnego składu mineralnego i stosunków kationowych w „komórkach” Bartha wskazuje, że do zalbityzowanych skał

z Głuszycy musiał być doprowadzony sód, pochodzący najprawdopodobniej z poerupcyjnych emanacji alkalicznych. Za dopływem sodu do zalbityzowanych wulkanitów przemawia również fakt, że na przykład tego rodzaju zmienione trachybazalty w kamieniołomie z Rybnicy są związane ze szczeliną utworzoną po skrzepnięciu lawy. To, że nie widzimy wyraźnego dopływu sodu w innych skałach zalbityzowanych, nie musi oznaczać, że przeobraziły się one inaczej. Przemiany te mogły być zamaskowane przez inne jeszcze późniejsze procesy, takie jak: chlorytyzacja, hematytyzacja, przeobrażanie się skaleni w hydromiki (illit, kaolinit) a także sylifikacja. Wskazywać na to może duża zawartość normatywnego korundu (tab. 9) w zalbityzowanych trachybazaltach ze Świerków.

Podobny przebieg miały zapewne procesy albityzacji w potężnych pokrywach litytów anortoklazowych z Sokołowska, Kowalowej i Unisławia Śl. W tych utworach szczególnie rzuca się w oczy prawie całkowity brak węglanów wiążących wapń uwalniany podczas albityzacji plagioklazów. Spotykane w tych ska-

łach drobne ilości kalcytu wiążą się bardziej z pseudomorfozami po minerałach ciemnych niż ze skaleniami. Wapń uchodził zapewne z roztworami hydrotermalnymi poza omawiane wulkanity, a częściowo mógł się gromadzić w stropowych partiach pokryw w postaci kalcytowych wypełnień szczelin kontrakcyjnych.

PRZEMIANY MINERAŁÓW CIEMNYCH

Prawie całkowitej przemianie autometasomatycznej uległy nieliczne w trachybazaltach oliwiny. Przeobraziły się one w agregaty serpentynu, chlorytu, a w niektórych skałach zastąpił je iddingsyt. Sporadyczne relikty lub lepiej zachowane większe kryształki oliwinu stwierdzono w trachybazaltach Borówna, Starogo Lesieńca, Łomnicy i Sonova.

Najpospolitszym produktem przeobrażeń piroksenów jest włóknisty uralit, zielonawy lub prawie bezbarwny. W niektórych trachybazaltach obserwuje się dalszą jeszcze przemianę uralitu w biotyt (Świerki). W wielu trachybazaltach spotykano również przeobrażenia augitów w brązową hornblendę. Ten proces dokonał się jeszcze przed uralityzacją. Nie można jednak ustalić z całą pewnością, czy jest to przemiana autometamorficzna, czy też może dokonała się jeszcze podczas konsolidacji magmy wskutek wzrostu parcjalnego ciśnienia pary wodnej podczas stygnięcia lawy.

Najbardziej interesujące są przemiany amfiboli w riebeckit, stwierdzone w trachybazaltach Łomnicy, odsłoniętych w kamieniołomie na południe od Gomólnika Małego. Riebeckit spotyka się w postaci żyłek w oliwinach lub delikatnych agregatów pręcikowych na brzegach wytworzonej z piroksenów hornblendy lub uralitu (Nowakowski 1957, Smulikowski 1957). Mineral ten spotyka się również w za-

mkniętych w tle skalnym zespołach pręcikowych, wskazujących na późną jego genezę. Obecność tego minerału w trachybazaltach zdaje się ściśle wiązać z ich albityzacją, gdyż większe ilości riebeckitu stwierdza się w skałach silniej zalbityzowanych.

Pręciki riebeckitu (przeważnie 0,05 mm długości) odznaczają się silnym pleochroizmem w barwach od ciemnoniebieskiej (α) do żółtawozielonawej (γ), ujemnym wydłużeniem oraz wyraźną dyspersją dwusiecznych i prawie prostym wygaszaniem światła. Kąt osi optycznych $2V$ wynosi około 90° , a $n_\gamma - n_\alpha = 0,003 - 0,004$.

Riebeckit występuje na brzegach pseudomorfoz po minerałach ciemnych w postaci nieregularnych granatowych plamek, niekiedy tylko tworząc wyraźnie odgraniczone obwódki wokół hornblendy ziarnistej. Włókienka riebeckitu są zawsze ułożone zgodnie z kierunkiem słupowej łupliwości starszych amfiboli.

W pseudomorfozach amfibolowych, a niekiedy i w piroksenach riebeckit występuje razem z epidotem ubogim w żelazo (ok. 5% mol. członu żelazistego). Mineral ten wiąże najprawdopodobniej wapń uwalniany podczas alkalizacji amfiboli i piroksenów. Również w kwarcach interstycjalnych występują euhedralne słupki epidotu z reguły obrośnięte riebeckitem, rzadziej bywa odwrotnie. W niektórych kwarcach i skaleniach alkalicznych trafiają się pojedyncze agregaty złożone z samego tylko riebeckitu.

Z przedstawionych faktów wynika, że riebeckit tworzył się przy aktywnym udziale roztworów alkalicznych w hydrotermalnym etapie rozwoju trachybazaltów Łomnicy. Mineral ten powstał przypuszczalnie już po uralityzacji piroksenów w okresie nasilenia albityzacji plagioklazów.

CHEMIZM I KLASYFIKACJA WULKANITÓW

Kolejne trzy etapy rozwoju wulkanizmu dostarczyły w Górach Suchych dwie główne odmiany skalne — trachybazalty i ryolity. Jedynie w drugim cyklu oprócz trachybazaltów zachodziły wylewy latytów augitowych i anortoklazowych. Wśród tych ostatnich musiałyby się znaleźć opisane przez G. Berga (1907) odmiany o własnościach chemicznych trachitów (Ługowina), czego autorowi nie udało się potwierdzić obserwacjami mikroskopowymi.

Spośród przytoczonych w pracy 63 analiz chemicznych wulkanitów, tylko 25 reprezentuje świeże odmiany trachybazaltów (w tym jedna analiza latytu augitowego) nadające się na cele porównawcze oraz 7 analiz ryolitów

i ich odpowiedników tufogenicznych. Pozostałe analizy nie mogą być brane pod uwagę, ponieważ dotyczą skał w różnych stadiach wtórnych przeobrażeń.

W składzie chemicznym trachybazaltów i latytu augitowego uderza na ogół duża zawartość krzemionki i alkaliów, natomiast stosunkowo niska — wapnia i magnezu. Zmienność tych składników w omawianych wulkanitach przedstawiono za pomocą wykresów trój- i prostokątnych, w których jako parametrów użyto kilku kombinacji minerałów normatywnych. Figura 32a przedstawia wykres trójskładnikowy o następujących parametrach: suma minerałów femicznych (Fem),

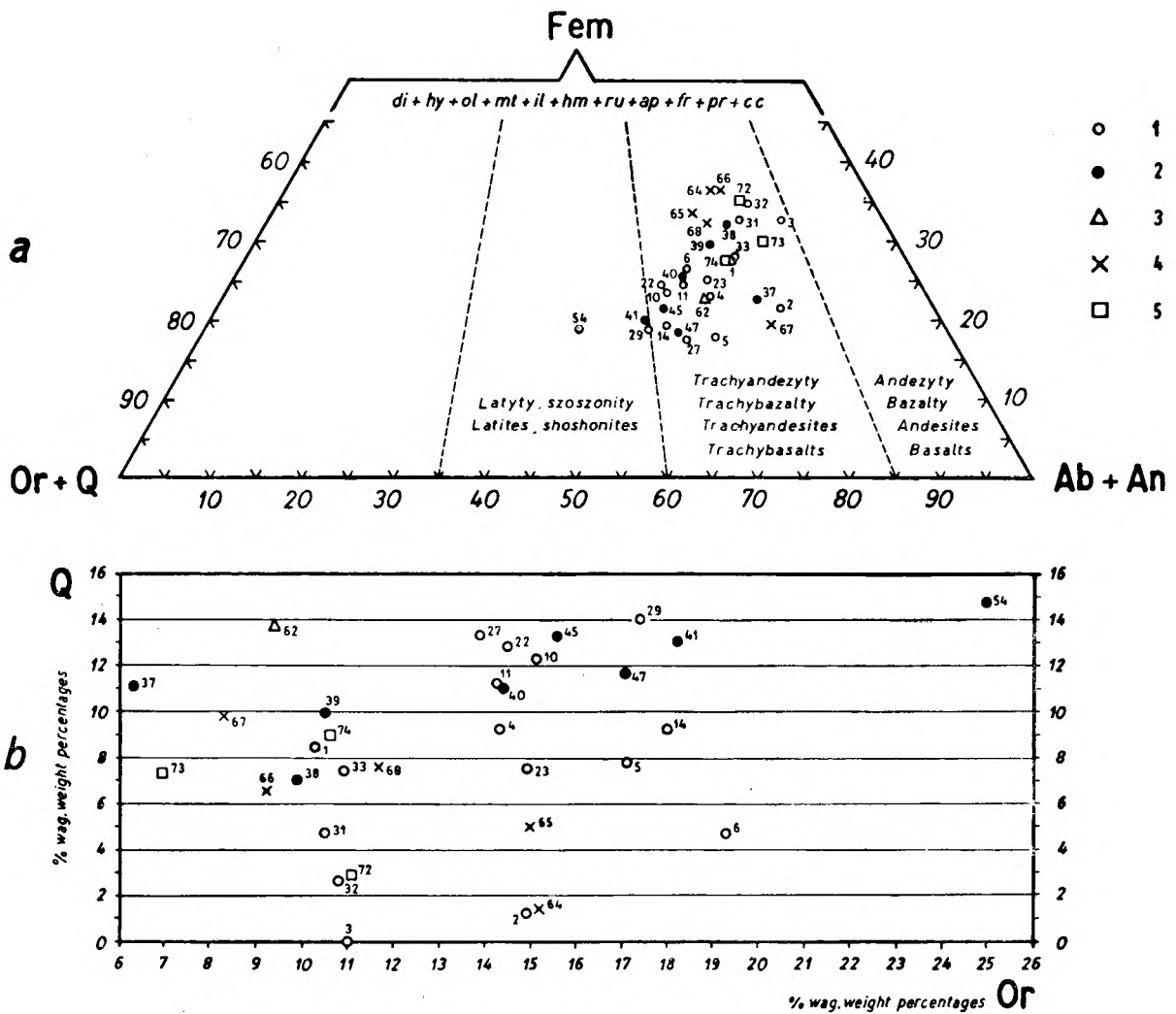


Fig. 32

Położenie wulkanitów Gór Suchych, krakowskich i toleitytów z Saar-Nahe na wykresie minerałów normatywnych (C.I.P.W.) D. Junga (a) i zawartość normatywnego kwarcu i ortoklazu w skałach przedstawionych na figurze 32a (b)

Objaśnienia punktów projekcyjnych: Góry Suche: trachybazalty I cyklu wulkanicznego: 1, 2 — Stary Lesieniec, 3 — Sokółowski, 4, 5 — Rybnica Leśna, 6 — Łomnica, 10, 11, 14, 22, 23 — Świerki, 27 — Tłumaczów, 29 — Grzędy, 31—33 — Borówno; trachybazalty II cyklu wulkanicznego: 37, 38 — Dworki, 39, 40 — Krajanów, 41, 45, 47 — Głuszyca Górna; latyt II cyklu wulkanicznego: 54 — Unisław Śl.; trachybazalt III cyklu wulkanicznego: 62 — Sonov. Region krakowski: melafiry i diabazy: 64 — Regulice, 65 — Alwernia, 66 — Miękinia, 67 — Filipowice, 68 — Niedźwiedzia Góra. Saar-Nahe: toleityty: 72 — Auen, 73 — Trausberg, 74 — Schaumberg. 1 — I cykl wulk., 2 — II cykl wulk., 3 — III cykl. wulk., 4 — region krakowski, 5 — Saar-Nahe

Position of volcanic rocks of the Suche Mts., Cracow region and Saar-Nahe tholeiites in the D. Jung's concentration triangle of (C.I.P.W.) norm minerals (a), normative quartz and orthoclase content in the same rocks (b)

Explanation of projection points: Góry Suche: 1—33 — trachybasalts of the Ith volcanic cycle, 37—47 — trachybasalts of the IIrd volcanic cycle, 54 — latite of the IInd volcanic cycle, 62 — trachybasalt of the IIIrd volcanic cycle; Cracow region: 64—68 — melaphyres and diabases; Saar-Nahe: 72—74 — tholeiites. 1 — Ith volcanic cycle, 2 — IInd volcanic cycle, 3 — IIIrd volcanic cycle, 4 — Cracow region, 5 — Saar-Nahe

plagioklaz normatywny (Ab + An) oraz łączna zawartość ortoklazu i kwarcu (Or + Q). Na parametr Fem składają się następujące minerały normatywne: diopsyd, hipersten, oliwin (odnoszący się tylko do trachybazaltu z Sokółowska, oznaczonego na wykresach cyfrą 3), magnetyt, ilmenit, hematyt, rutyl, apatyt,

fluoryt (dotyczy tylko zaznaczonych na diagramie niektórych wulkanitów krakowskich), piryt i kalcyt. Ostatnie dwa składniki oraz hematyt i rutyl, stanowiące w wykazie normatywnych minerałów niektórych wulkanitów małe zawartości nie wpływają w sposób istotny na wielkość parametru Fem. Wzorując się

na D. Jungu (1958) zaznaczono również na tym wykresie granice pól bazaltów (andezytów) i trachybazaltów (trachyandezytów) oraz litytów (szoszonitów). Linie graniczne tych pól są w porównaniu z trójkątem klasyfikacyjnym skał magmowych (fig. 35a) przesunięte o 2,5% w stronę naroża skalenia alkalicznego. Konieczność takiej modyfikacji wynika z tego, że granicę między trachybazaltami a bazaltami wyznacza na diagramie opartym

na minerałach normatywnych stosunek plagioklazu (Ab + An) do ortoklazu — równy 85:15, a nie 87,5:12,5, jak to przyjmuje się w znanych systemach klasyfikacji skał magmowych, opartych na rzeczywistym składzie mineralnym. Uwzględniając zatem 10% normatywnego albitu w rzeczywistym skaleniu potasowym, otrzymujemy przy zawartości w skale 20—30% normatywnego albitu wartość około 2,5%, o którą należy przesunąć na wy-

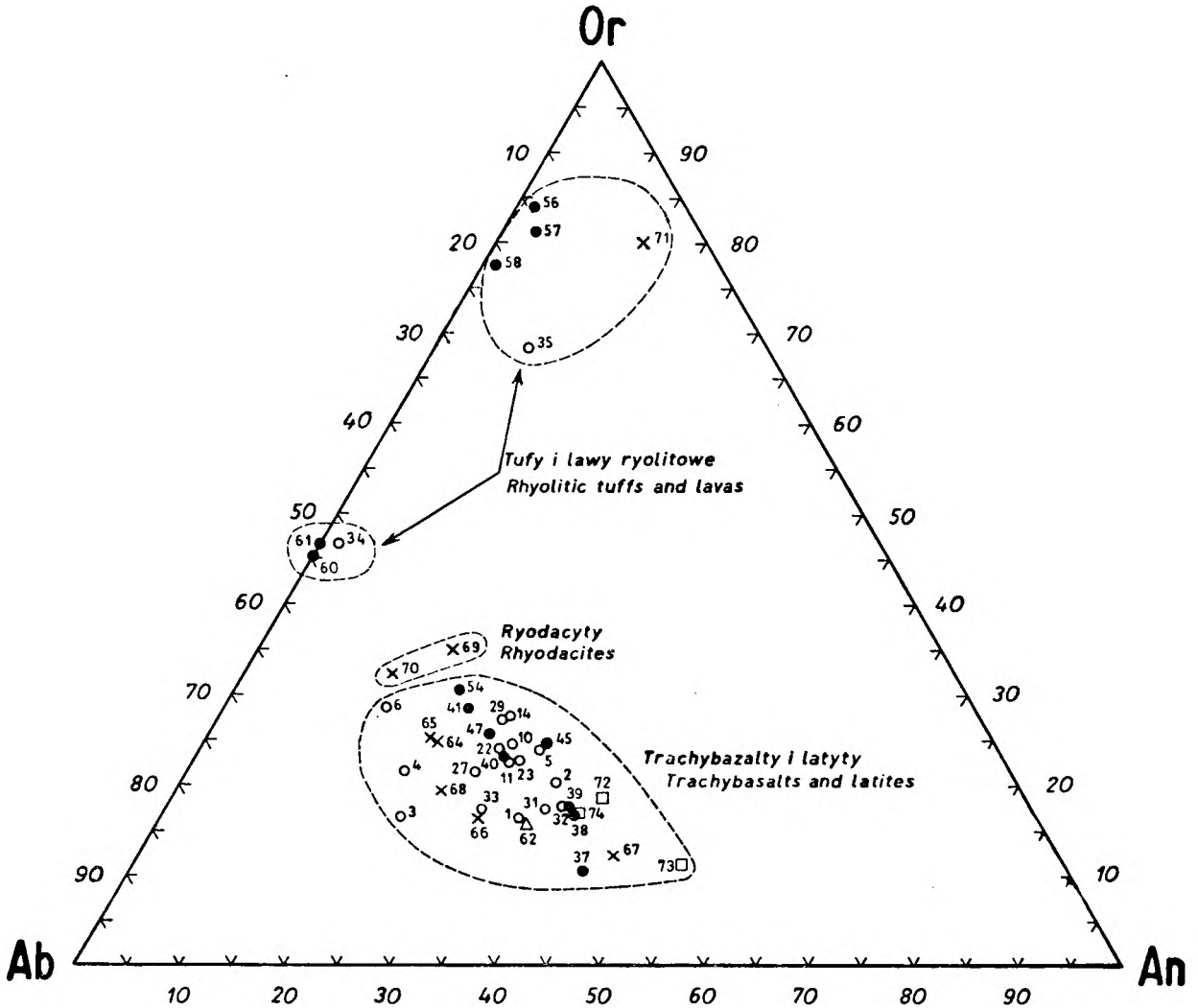


Fig. 33

Położenie wulkanitów Gór Suchych, krakowskich i toleitów z Saar-Nahe na wykresie Or-Ab-An
 Objasnienia punktów projekcyjnych: Góry Suche: ryolity I cyklu wulkanicznego: 34, 35 — Łomnica; ignimbryty ryolitowe II cyklu wulkanicznego: 56 — Bartnica, 57 — Kowalowa; tufy ryolitowe II cyklu wulkanicznego: 58, 60 — Łomnica, 61 — szkliwo ryolitowe z tufu Łomnicy. Region krakowski: porfiry: 69 — Miękinia, 70 — Zalas; tufy porfirowe: 71 — Filipowice. Objasnienia pozostałych punktów projekcyjnych są takie same jak do figury 32

Position of volcanic rocks of the Suche Mts., Cracow region and Saar-Nahe tholeiites in Or-Ab-An diagram

Explanation of projection points: Góry Suche: 34, 35 — rhyolites of the Ith volcanic cycle, 56, 57 — rhyolitic ignimbrites of the IInd volcanic cycle, 58, 60 — rhyolitic tuffs of the IInd volcanic cycle, 61 — rhyolitic glass from Łomnica tuff of the IInd volcanic cycle; Cracow region: 69, 70 — porphyries, 71 — porphyritic tuff. Explanation of the remaining projection points is the same as in Fig. 32

kresie granicę odpowiednich pól w kierunku naraża skalenia alkalicznego.

Uzupełnieniem tego diagramu są przedstawione na osobnych wykresach wzajemne proporcje ortoklazu, albitu i anortytu w wulkanitach (fig. 33), ortoklazu i kwarcu (fig. 32b), ortoklazu i albitu (fig. 34) oraz minerałów salcicznych i femicznych (fig. 36). Sygnatura punktów projekcyjnych na wszystkich wykresach odpowiada numeracji zestawionych w tabelach analiz chemicznych, zamieszczonych przy charakterystykach petrograficznych wulkanitów.

Chemizm trachybazaltów ze wszystkich erupcji jest podobny. Widać to dobrze na trójkątnym wykresie Fem — (Ab + An) — (Or + Q) (fig. 32a), na którym punkty projekcyjne tych skał z kolejnych trzech cykli wulkanicznych grupują się w polu trachybazaltów (trachyandezytów). Większa zawartość potasu w latytach augitowych z Unisławia Śl. powoduje na wykresie odrębną pozycję tej skały (p. 54), widoczną również na figurach 32b, 33 i 34. Lawy trachybazaltowe z wcześniejszych

wylewów (I cyklu) są na ogół uboższe w krzemionkę, a zasobniejsze w sód niż ich odpowiedniki późniejsze. Najmniejszą ilość normatywnego kwarcu (fig. 32b) wykazują analizy chemiczne w trachybazaltach ze Starego Lesieńca (p. 2), Borówna (p. 32), Łomnicy (p. 6), natomiast brak tego składnika w skale z Sokołowska (p. 3). Zawartość ortoklazu w trachybazaltach z poszczególnych cykli wulkanicznych kształtuje się zmiennie, nie wykazując na tym i na innych wykresach (fig. 33, 34) żadnego zróżnicowania. Wyraźniej natomiast różnicuje się w tych skałach zawartość normatywnego albitu, przedstawiona na wykresach Or—Ab—An (fig. 33) i Ab—Or (fig. 34). Widać tu, że wśród trachybazaltów pierwszego cyklu istnieje dużo skał bogatszych w sód (Sokołowska p. 3; Stary Lesieniec p. 1; Rybnica p. 4; Łomnica p. 6; Tłumaczów p. 27 i Borówno p. 33), czego nie ma w drugim cyklu wulkanicznym. Znamienna dla wszystkich trachybazaltów jest przewaga ilościowa normatywnego albitu nad ortoklazem (fig. 33, 34).

Wiele analogii chemicznych wykazują rów-

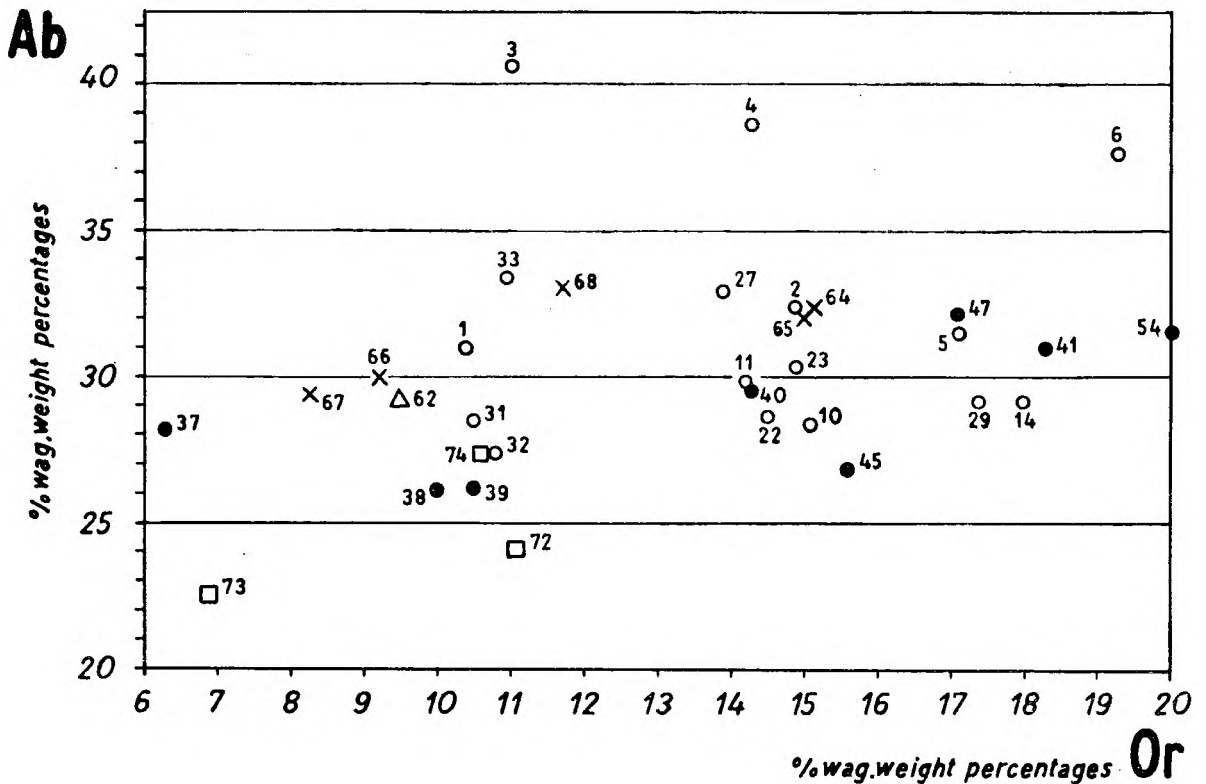


Fig. 34

Zawartość normatywnego albitu i ortoklazu w wulkanitach Gór Suchych, krakowskich i w toleitytach z Saar-Nahe

Objaśnienia punktów takie same jak do figury 32

Normative albite and orthoclase content in volcanic rocks of the Suche Mts., Cracow region and in Saar-Nahe tholeiites

Explanation of points the same as in Fig. 32

niez wulkanity z poszczególnych erupcji ryolitowych. Tu wprawdzie dysponujemy tylko siedmioma analizami chemicznymi wulkanitów o odmiennym wykształceniu facjalnym (lawy i tufy), ale mimo to nie trudno zauważyć w nich bardzo istotne cechy wspólne. Skład chemiczny ryolitów z Łomnicy I cyklu jest bardzo podobny do składu chemicznego fragmentów szkliwa wulkanicznego z tufów ryolitowych II cyklu wulkanicznego (fig. 33, anal. 34 i 61). Niektóre ryolity z Łomnicy (p. 35) zbliżają się pod względem zawartości alkaliów do ignimbrytów II cyklu. Wspólną cechą porównywanych skał kwaśnych jest bardzo duża zawartość potasu, w który najbardziej obfitują ignimbryty z Bartnicy (8,3% wag. K_2O). Podobnego składu chemicznego należy spodziewać się również w tufach ryolitowych III cyklu z Śonova, o zbliżonym wykształceniu petrograficznym. W tych wszystkich odmianach skał potas jest składnikiem skałeni alkalicznych, a tylko znikoma jego część jest związana w sporadycznym biotycie.

Zastosowana w niniejszej pracy ilościowa klasyfikacja skał magmowych K. Smulikowskiego (1934) stanowi modyfikację powszechnie znanych systemów Johannsena i Niggiego. Warto w tym miejscu dodać, że bardzo podobny podział skał magmowych zaproponował w kilka lat później (1938 r.) W. E. Tröger (1955). Graficznym obrazem podziału skał wylewnych są dwa przystające do siebie podstawami równoboczne trójkąty koncentracyjne, których naroża odpowiadają przeliczonym na 100 minerałom rzeczywistym, które z braku możliwości wykonania analiz fazowych mogą być nominalnie zastąpione przez minerały normalne, obliczone z ryczałtowych analiz chemicznych: plagioklaz $> 12,5\%$ An, skałenie alkaliczne (łącznie z albitem do $12,5\%$ An), kwarc lub skałenoidy (zależnie od przesylenia lub niedosycenia skały krzemionką). W tej klasyfikacji podstawą rozgraniczenia trachybazaltów od trachyandezytów itp. jest zawartość anortytu w plagioklazie równa 50% mol.

Figura 35a przedstawia taki układ trójskładnikowy oparty na minerałach normalnych z naniesionymi punktami projekcyjnymi wszystkich analizowanych próbek. Dla porównania zaznaczono na wykresie punkty projekcyjne czterech wulkanitów na podstawie ich przybliżonego rzeczywistego składu mineralnego (cyfry w nawiasach), obliczonego z analizy chemicznej (ignimbryt) bądź wyznaczonego metodą planimetryczną pod mikroskopem (latyty augitowe i trachybazalt). Zamieszczono tu również dla porównania lawy krakowskie i toleity z Saar-Nahe. Na wykresie tym widzimy, że nie wszystkie skały zaliczone przez autora do trachybazaltów grupują

się we właściwym dla tej grupy skał polu. Część punktów projekcyjnych znajduje się w polu ryobazaltów, a nawet bazaltów kwarcowych. Również latyty augitowy z Unisławia -Śl. odpowiada stosunkiem normatywnych skałeni i kwarcu dellenitom na pograniczu ryodacytów (fig. 35a, p. 54).

Taki obraz uzyskany na podstawie minerałów normalnych jest daleki od obrazu jaki wynikałby z proporcji minerałów rzeczywistych stwierdzonych badaniami mikroskopowymi. Rozbieżność ta jest wywołana zmiennością zawartością kwarcu normalnego w granicach od 0 (fig. 35a, p. 3) do 14% wag. (p. 29), która tylko w skałach ubogich w ten składnik jest bliska ilości kwarcu rzeczywistego. W trachybazaltach łączna zawartość kwarcu i jego agregatów mikroziarnistych ze skałeniem potasowym nie przekracza — jak wykazują analizy mikrometryczne — 10% obj. Oznacza to, że ilość rzeczywistego kwarcu w tych skałach jest od tej wartości niższa, zwłaszcza że wspomniane agregaty zawierają na ogół więcej skałeni potasowego niż kwarcu.

Niezgodność między ilością rzeczywistego i normalnego kwarcu wynika głównie z mniejszego nasycenia krzemionką normalnych minerałów femicznych niż ciemnych minerałów rzeczywistych. Pewne wahania we wzajemnym stosunku normalnego i rzeczywistego kwarcu musi powodować również glin, zastępujący częściowo krzem i magnez w augitach, wtórnych amfibolach i chlorytach, wypełniających pseudomorfozy po niektórych minerałach ciemnych. Ilościowe ujęcie takich niezgodności jest widoczne najlepiej w prawie holokrystalicznych trachybazaltach z Krajanowa (9,9 i 11% wag. kwarcu normalnego). Z proporcji minerałów normalnych wynika, że wulkanity Krajanowa są ryobazaltami (fig. 35a, p. 39 i 40), a z Unisławia dellenitami (p. 54). Jednak biorąc pod uwagę rzeczywiste minerały — pierwsze (ok. 4,4% obj. kwarcu i jego przerostów ze skałeniem potasowym) okazują się trachybazaltami (p. 27 w nawiasach), a drugie (4,7—5,3% obj. kwarcu) latytami (p-ty 33, 34 w nawiasach). Rozpatrując te same zależności w pozostałych wulkanitach z tej grupy dochodzimy do takich samych wniosków. Tylko trachybazalt (p. 3) z okolicy Sokołowska ujawnia niewielki niedomiar krzemionki, wyrażający się normalnym oliwinem (tab. 2, anal. 3), gdy w mikroskopie widzi się drobne ziarenka interstycjalnego kwarcu (0,1% obj.).

Pewne wątpliwości może wzbudzić zaliczenie do trachybazaltów wulkanitów z Rudawy i Śonova (fig. 35a, p. 62), które zawierają obfite szkliwo o nieznanym składzie chemicznym. Nie wydaje się jednak, żeby te skały

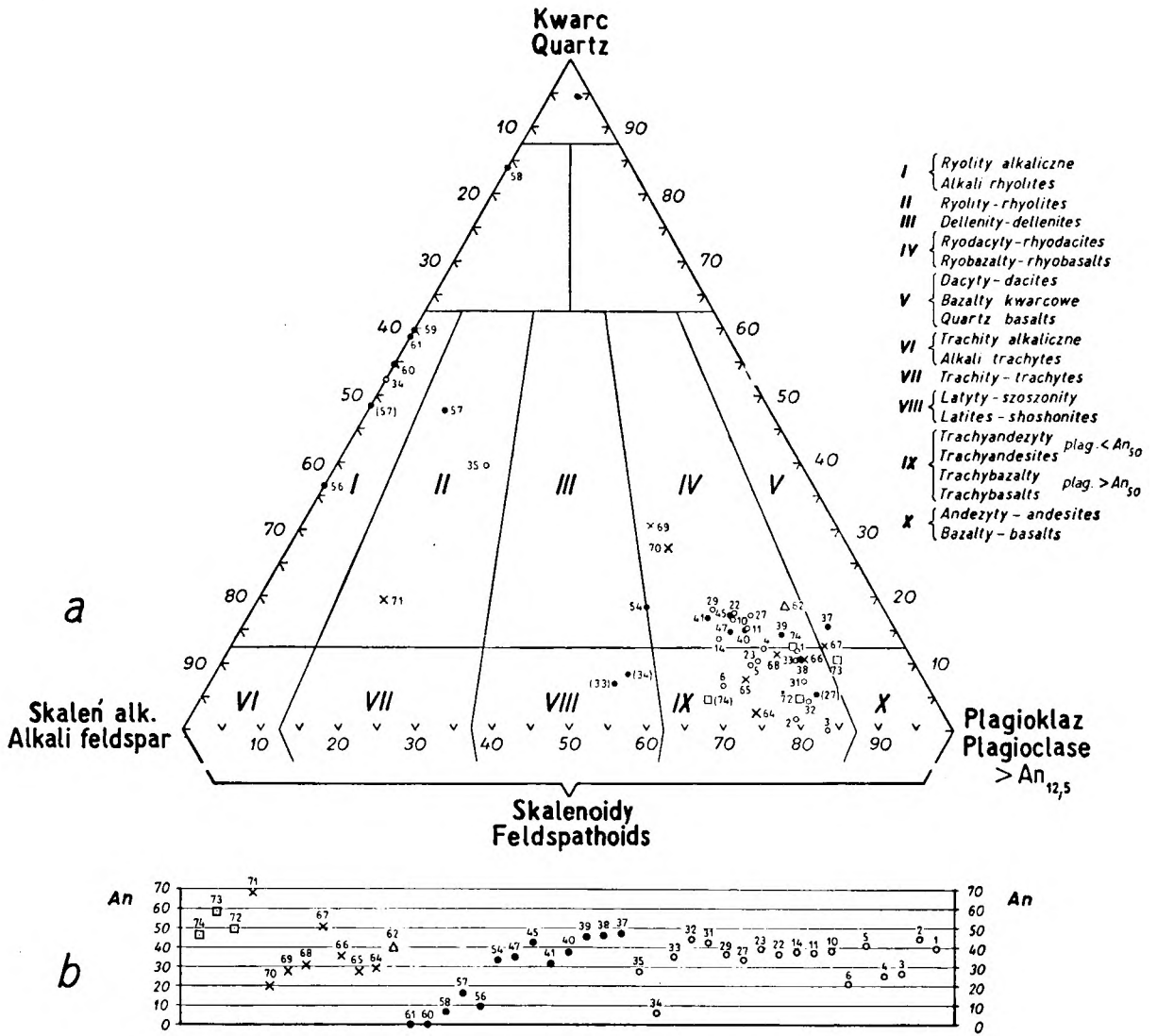


Fig. 35

Położenie wulkanitów Gór Suchych, krakowskich i toleitów z Saar-Nahe na wykresie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (a) oraz zawartość anortytu w plagioklazie normatywnym skał przedstawionych na figurze 35a (b)

Cyfry w nawiasach dotyczą rzeczywistego składu mineralnego następujących wulkanitów: Góry Suche: wulkanity II cyklu wulkanicznego: (27) — trachybasalt z Krajanów; (33), (34) — latyty z Unisławia Śl.; (57) — ignimbryt ryolityowy z Kowalowej. Saar-Nahe (74) — toleit z Schaumberg. Objasnienia punktów projekcyjnych są takie same jak do figur 32 i 33

Mineral norm composition of volcanic rocks from the Suche Mts., Cracow- and Saar-Nahe regions plotted in K. Smulikowski's classification diagram (a) and anorthite content in normative plagioclase of the same rocks (b)

Numbers in parentheses refer to modal composition of the following rocks: Suche Mts.: volcanic rocks of the IInd volcanic cycle: (27) — trachybasalt from Krajanów; (33), (34) — latites from Unisław Śl.; (57) — rhyolitic ignimbrite from Kowalowa. Saar-Nahe (74) — Schaumberg tholeiite. Explanation of points the same as in Figs. 32, 33

o chemizmie bardzo zbliżonym do pozostałych trachybazaltów miały przedstawiać jakąś inną ich odmianę heteromorficzną, ponieważ rozwój plagioklazów i piroksenów jest w nich taki sam, jak np. w trachybazaltach z Dworek i Krajanowa (fig. 35a, p. 37—40). Spora

zawartość normatywnego kwarcu w tych wulkanitach (13,7% wag.) może mieć takie same przyczyny, jak w ich starszych odpowiednikach z polskiej części niecki śródsudeckiej.

Niezgodność między składem normatywnym i rzeczywistym omawianych skał dotyczy rów-

niez stosunku między plagioklazami a skaleniem potasowym, gdyż rzeczywisty ortoklaz zawsze zawiera sporą domieszkę izomorficzną sodu, zaliczoną w składzie normatywnym do albitu. Z tego wynika położenie niektórych trachybazaltów z Dworek w polu bazaltów kwarcowych (fig. 35a, p. 37) schematu klasyfikacyjnego. Chcąc uwzględnić stosunki skaleni rzeczywistych, należy więc wszystkie punkty projekcyjne tych skał przesunąć dalej w lewo, w kierunku naroża skaleni alkalicznych.

W rozmieszczeniu na wykresie punktów projekcyjnych trachybazaltów nie widać wyraźnego i konsekwentnego zróżnicowania. Świadczy to o zbliżonej zmienności w proporcjach normatywnych skaleni i kwarcu w kolejnych trzech cyklach erupcji trachybazaltowych. Trachybazalty I cyklu zdają się jednak wykazywać większe zróżnicowanie, gdyż część ich zdradza skłonność do zubożenia w kwarc normatywny, co na wykresie uwidacznia się ich położeniem poniżej wszystkich trachybazaltów II cyklu. Wyraźniej zaznacza się związek niektórych wylewów I cyklu z najstarszymi trachybazaltami z tego etapu wulkanizmu. Punkty projekcyjne trachybazaltów ze Starego Lesieńca (fig. 35a, p. 2) znajdują się w pobliżu podobnych wulkanitów z Borówna (p. 32), co wskazuje na zbliżone stosunki chemiczne. W terenie skały te znajdują się w bliskim sąsiedztwie, oddzielone od siebie serią piaszczysto-ilastą. Niewątpliwie późniejsze wylewy trachybazaltów z Borówna są dalszą kontynuacją starszych erupcji, rozwiniętych w okolicy Grzęd i Starego Lesieńca (tabl. II, fig. 11), co wynika również z analogii w ich składzie mineralnym i strukturze.

Normatywny plagioklaz w omawianych skałach jest przeważnie od rzeczywistego znacznie uboższy w anortyt, odpowiadając członom oligoklazu i andezynu, jak to widać na figurze 35b. Pod względem normatywnym więc skały te wykazują cechy trachyandezytów. W rzeczywistości jednak większość plagioklazów w tych skałach jest zasobniejsza w anortyt, osiągając skład około lub nieco powyżej 50% mol. An, co upoważnia do przyjęcia dla nich nazwy trachybazaltów.

Wszystkie trachybazalty, mimo swej megaskopowo czarnej lub ciemnoszarej barwy, są raczej skałami stosunkowo leukokratycznymi ze względu na panującą w nich zdecydowaną przewagę jasnych składników nad ciemnymi. Na figurze 36 przedstawiono graficznie zawartość normatywnych minerałów salicyznych i femicznych w omawianych skałach, oddających w przybliżeniu proporcje rzeczywistych minerałów jasnych i ciemnych. Z wykresu widać, że najzasobniejsze w minerały femicz-

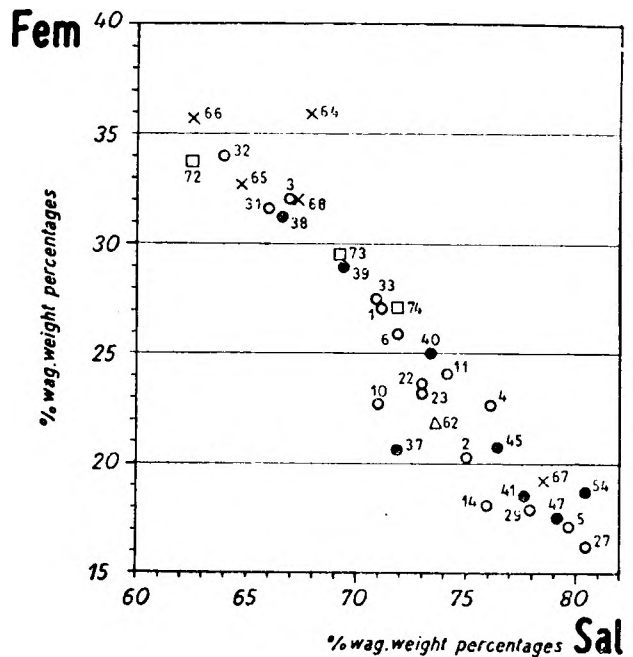


Fig. 36

Zawartość minerałów salicyznych i femicznych w wulkanitach Gór Suchych, krakowskich i toleitach z Saar-Nahe

Objaśnienia punktów takie same jak do figury 32

Salic and femic mineral contents in volcanic rocks of the Suche Mts., Cracow region and in Saar-Nahe tholeiites

Explanation of points the same as in Fig. 32

ne są niektóre trachybazalty z Borówna (p. 32), a najuboższe — z Rybnicy Leśnej (p. 5). Jeszcze mniej minerałów femicznych zawiera trachybazalt z Tłumaczowa (p. 27), którego jednak nie można tu brać pod uwagę ze względu na silnie przeobrażone w nim rzeczywiste minerały ciemne. Te dwie skrajności w symbolice CIPW wyrażają się następującymi formułami:

Borówno II(III).5.3.4.

Rybnica Leśna II(4).5.3.4.

Wynika z tego, że nawet trachybazalt z Borówna (34% wag. minerałów femicznych) należałoby według klasyfikacji amerykańskiej zaliczyć do klasy skał leukokratycznych („Dosalane”). W rzeczywistości jednak zawiera on około 42,5% obj. minerałów ciemnych, więc w podziale Shanda „colour index” kwalifikuje go do mezotypowej grupy skalnej (30—60% obj. minerałów ciemnych), gdy trachybazalt z Rybnicy Leśnej należy już do grupy leukokratycznej („colour index” 27).

Rozpatrzone zagadnienia chemizmu i klasyfikacji wulkanitów prowadzą do wniosku, że tzw. „melafiry” w niecce śródsudeckiej reprezentują dwie odmiany skalne: trachybazalty i lityty. Melafiry zdaniem G. Berga (1907,

1926), miały stanowić ogniwo przejściowe między weiselbergitami bogatymi w potas i oliwin — („kalireiche Olivin-Weiselbergite”), trachydolerytami i melafirami alkalicznymi. Wśród nich wyróżniał on jeszcze osobną grupę „melafirów keratofirowych” (latyty augitowe Unisławia) jakoby bliskich melanokraticznym odmianom trachitu czyli trachydolerytom. K. Smulikowski (1957) na podstawie analiz niemieckich przypisywał tym skałom przynależność do trachydolerytów lub może trachyandezytów.

Trachybazalty i latyty pod względem nasycenia krzemionką są skałami przeważnie leukokratycznymi z przejściem do mezokratycznych o wyraźnym, choć zazwyczaj niedużym nadmiarze krzemionki. Swym chemizmem odpowiadają one alkaliczno-wapiennemu (pacyficznemu) szeregowi magmowemu Niggliego, a rzeczywistym składem mineralnym — grupie mangerytowych (trachybazalty) i monzonitowych (latyty) skał magmowych w systematyce W. E. Trögera (1955). Nieśluszenie zatem przypisywał G. Berg (1926) tym wulkanitom charakter zasadowy („Melaphyre — basische Kalkmagnesiagesteine”), gdyż takich skał nie ma w ogóle w Górach Suchych. Niewłaściwa jest dla tych skał również nazwa melafir w sensie paleobazaltu, ponieważ przeoczy temu znaczna zawartość skalenia potasowych. Nieuzasadniona jest też dla nich nazwa weiselbergit, gdyż okazało się, że skały o tej nazwie z *locus typicus* są hialo-ryodacytami (Bambauer 1956).

Kwaśne skały I i II cyklu wulkanicznego swym normalnym składem mineralnym odpowiadają w systematyce skał magmowych

ryolitom alkalicznym i zwyczajnym (fig. 35a). Ich pierwotny skład mineralny odpowiadał raczej ryolitom zwyczajnym a nie alkalicznym, jak to wskazuje punkt projekcyjny 35 analizy lawy ryolitowej z Łomnicy. Skała ta zawiera oprócz skalenia alkalicznych oligoklaz (wynikający również ze składu normalnego), gdy w drugim ryolicie (p. 34) występuje obok oligoklazu albit o cechach optycznych wtórnych albitów z trachybazaltów. Takie same albity znamy również z tufów i ignimbrytów ryolitytowych. Należy więc przypuszczać, że większa alkaliczność tych skał została spowodowana poeruptywną albityzacją plagioklazów. W polu ryolitów zwyczajnych znalazł się również punkt projekcyjny ignimbrytu z Kowalowej (p. 57) na skutek obecności normalnego plagioklazu An₁₆. W istocie ignimbryt takiego skalenia nie zawiera, a obecny w nim anortyt jest składnikiem ortoklazu. Proporcje rzeczywistych skalenia i kwarcu wyznaczają punkto- wi projekcyjnymu tej skały położenie na skraju pola ryolitów alkalicznych (p. 57 w nawiasach).

Większy rozrzut punktów projekcyjnych skał tufogenicznych II cyklu jest spowodowany głównie zmienną zawartością kwarcu, a w mniejszym stopniu skalenia alkalicznych. W skałach tych występuje często allogeniczny kwarc oraz okrucy skał kwarconoznych, co sprawia, że niektóre tufy przekraczają pole ryolitów w kierunku naroża kwarcowego. Na ogół jednak większość punktów projekcyjnych tworzy bardziej zwartą grupę, wskazując na zbliżony charakter petrograficzny wulkanitów z obu etapów działalności wulkanicznej.

EWOLUCJA MAGMY WULKANITÓW

Kolejność krystalizacji minerałów we wszystkich trachybazaltach jest podobna. W odmianach afirowych (Rybnica, Łomnica, Świerki) pierwsze wydzielają się nieliczne na ogół oliwiny, a zaraz po nich główna masa plagioklazów. W końcowym etapie rozwoju tych skalenia krystalizowały człony uboższe w anortyt, tworząc na wydzielonych wcześniej listewkach obwódki, a w interstycjach samodzielne mikrolity. Oprócz normalnego następstwa pasów powstawała w plagioklazach niektórych skał (Łomnica, Świerki) rekurencyjna budowa pasowa typu oscylacyjnego, charakteryzująca się nieznacznym zróżnicowaniem składu w bardzo licznych i cienkich pasach. Nieco później od zasadowych plagioklazów wydzielił się augit. Jego hipautomorficzne słupki zazębiają się częściowo z listewkami

plagioklazów, tworząc zaczątki struktur ofitowych. Przed augitem krystalizował pigeonit, którego sukcesja w stosunku do plagioklazów jest w obrazach mikroskopowych nieczytelna.

W ostatnim etapie krystalizacji tworzyły się skalenie potasowe i kwarc. Najswobodniej wzrastał ortoklaz w interstycjach, tworząc krystalograficznie zgodne obwódki na plagioklazach. Krystalizację w trachybazaltach kończył kwarc, w którym bywają zamknięte mikrolity ortoklazu. W szybciej krzepnących lawach część, a nieraz całość skalenia potasowych i kwarcu wykryła w postaci wypełnień interstycjalnych mikrokryształicznym agregatem lub też w ogóle nie zdążyła wykryła w skład obfitego nieraz szkliwa.

W porfirowych odmianach trachybazaltów

(Dworki, Krajanów, Rudawa, Šonov) fenokryształy plagioklazów wyróżniają się silniejszą zasadowością od mikrolitów tła skalnego. Wśród fenokryształów minerałów barwnych pirokseny rombów krystalizowały przed augitami. Sukcesja minerałów w tle skalnym jest taka sama, jak w trachybazaltach afirowych.

Największe opóźnienie krystalizacji augitów stwierdzamy w trachybazaltach Sokołowska, Unisławia Śl., Starego Lesieńca i częściowo Borówna. Doprowadziło ono do powstania typowych struktur ofitowych, nieznanych w innych wulkanitach z depresji śródsudeckiej. Rzadko spotykane fenokryształy augitów w niektórych odmianach trachybazaltów z Rybnicy oraz w latytach augitowych Unisławia Śl. należy odnieść do najstarszej, jeszcze przedplagioklazowej fazy konsolidacji tych utworów.

Podobny do trachybazaltów przebieg krystalizacji wykazują latyty. W anortoklazowych ich odmianach do krystalizacji anortoklazu dochodziło niekiedy w etapie tworzenia się plagioklazów. Skaleń ten tworzy w niektórych andezynach krystalograficznie zgodne jądra i zarazem obwódki (fig. 13a). Na ogół jednak większość anortoklazów powstała po plagioklazach, a dopiero po nim wytworzyły się mikrolity jednoskośnych skaleń alkalicznych.

Odtworzenie kolejności wydzielania się fenokryształów w lawach ryolitowych nie jest możliwe. Trzeba by najpierw udowodnić, że fenokryształy są produktem wglębnej krystalizacji magmy, czyli że są one — jak je nazywa K. Smulikowski (1959) — neokryształami, a pewnych wskazówek pod tym względem nigdy nie możemy uzyskać. Równie dobrze mogą być one paleokryształami, tzn. reliktaami niecałkowicie upłynionego materiału skalnego podczas tworzenia się magm palinogenicznych. Z powstałymi na takiej drodze wtórnymi magmami wiąże się od dawna genezę większości ryolitowych skał permskich. Pogląd taki, wyrażony przez H. Stillego (1939, 1950) w formie hipotezy, znalazł niedawno potwierdzenie w charakterze petrograficznym porfirów ryolitowych czerwonego spągowca z Schmelz koło Saarbrücken. D. Jung (1961) znalazł w tych skałach ziarna granatu, które są według niego reliktaami niecałkowicie przetopionych skał metamorficznych, albo zasadowych lub średniozasadowych skał magmowych. Zwolennikiem tworzenia się subsekwentnych magm ryolitowych wyłącznie na drodze palinogenicznej jest A. Rittmann (1959, 1960), który całkowicie odrzuca możliwość wydzielania się w takich magmach prakryształów w toku ich normalnej krystalizacji ze

stopu. Jego zdaniem fenokryształy w takich lawach są nadtopionymi krystaloblastami z obcego materiału skalnego, który podczas ultrametarorfozy osiągnął stan migmy, a więc odpowiadają one paleokryształom w rozumieniu K. Smulikowskiego.

Prostolinijna lokalizacja wulkanitów w Górach Suchych wskazuje na linearny, a więc szczelinowy typ wulkanizmu czerwonego spągowca (Kozłowski 1963). W kolejnych trzech etapach działalności pirogenicznego czynnych było w tej strefie kilka ognisk, dostarczających w sposób rytmiczny law trachybazaltowych i latytowych oraz ryolitowego materiału piroklastycznego, a tylko niekiedy lawy ryolitowej (I cykl). Rozwój poszczególnych erupcji kształtował się następująco:

I cykl

1. Trachybazalty augitowo-oliwinowe (Grzędy, Stary Lesieniec, Unisław, Sokołowsko).
2. Trachybazalty augitowe (Kamienna Góra, Grzędy, Rybnica Leśna, Łomnica, Świerki, Tłumaczów).
3. Ryolity (Łomnica).

II cykl

1. Jednoczesne erupcje trachybazaltów i latytów
 - a) trachybazalty hiperstenowo-augitowe (Dworki, Krajanów),
 - b) trachybazalty augitowe (Głuszyca, Radosna),
 - c) latyty anortoklazowe na przemian z wylewami latytów augitowych (według stratygrafii Berga) (Sokołowsko, Kowalowa, Ługowina, Unisław).
2. Tufy i ignimbryty ryolitowe (cała strefa Gór Suchych od Kamiennej Góry do Nowej Rudy).

III cykl

1. Trzy kolejne wylewy trachybazaltów bronzytowo-augitowych (Šonov, Rożmitál, Tłumaczów, Rudawa).
2. Tufy ryolitowe (Broumov, Tłumaczów).

Nasilenie aktywności wulkanicznej w poszczególnych etapach a także charakter petrograficzny niektórych jego produktów są zmienne. W pierwszym cyklu wulkanicznym dominowały erupcje trachybazaltów, zakończone niewielkim i lokalnym wylewem ryolitów w Łomnicy. Największe nasilenie wulkanizmu przypada na końcowy etap drugiego cyklu. W tym okresie dominuje ryolitowa działalność eksplozywna o największym zasięgu. Poprzedziły ją stosunkowo niewielkie erupcje trachybazaltów augitowych (Radosna, Głuszyca) i hiperstenowo-augitowych (Dworki, Krajanów). W środkowej części Gór Suchych zaznaczyły się w tym czasie potężne, gdzie indziej nie spotykane, erupcje powierzchniowe latytów. W ostatnim (trzecim) etapie działalność wulkaniczna wyraźnie słabnie. Zasięg erupcji ogranicza się tylko do wschodniego

rejonu niecki śródsudeckiej, gdzie powtórzyły się trzykrotnie wylewy trachybazaltów bronzitowo-augitowych, zakończone również niewielką eksplozją tufów ryolitowych.

Charakterystyczną cechą wulkanizmu Gór Suchych jest stwierdzona przez S. Kozłowskiego i K. Dziedzicę cykliczność erupcji trachybazaltów i ryolitów. Znamienny jest również bardzo zbliżony chemizm i charakter petrograficzny powtarzających się co pewien czas erupcji przy braku większego wśród nich zróżnicowania, z wyjątkiem drugiego cyklu wulkanicznego, kiedy to oprócz wylewów trachybazaltów wydobywały się także lawy litytowe, które być może w swej końcowej ewolucji dostarczyły skał o chemizmie trachitów (Ługowina), jak można by wnosić z niektórych opracowań G. Berga (1907). Pewne słabe zróżnicowanie wulkanitów widzimy w trachybazaltach I cyklu ze Starego Lesieńca i Grzęd. Lawy te, poprzedzające główną fazę wylewów trachybazaltów są bardziej od wszystkich innych tego rodzaju skał zasobne w oliwin, a uboższe w kwarc i swą strukturą i chemizmem zbliżają się najwięcej do występujących w pobliżu młodszych trachybazaltów z Borówna. Późniejsze od nich i sąsiadujące

z nimi trachybazalty Grzęd są już prawie bezoliwinowe. Fakt ten świadczyłby o pewnym różnicowaniu się magmy we wspólnym ognisku magmowym.

Ogólny kierunek dyferencjacji magmy w okresie rozwoju wulkanizmu przedstawia na figurze 37 diagram petrogenetyczny J. Junga i R. Brousse'a (1962). Dla przedstawienia graficznego zmienności chemizmu skał wulkanicznych autorzy ci posługują się dwoma parametrami Si i R , które oblicza się z analiz chemicznych skał, wyrażonych w procentach kationowych. Na osi rzędnych odcinamy wartości parametru $R = (K + Na) / (K + Na + Ca) \cdot 100$, a na osi odciętych parametr Si odpowiadający procentowej zawartości tego kationu w skale. Na linii odciętych zaznaczyli autorzy trzy punkty R , N i M , przedstawiające ich zdaniem ważne momenty krystalizacji frakcyjnej, wynikające z eksperymentów Bowena, Schairera i Tuttlea nad krystalizacją stopów krzemianowych. Punkt M o parametrach $Si = 75$ i $R = 100$ odpowiada składowi cieczy rezydualnej, jaka powstaje podczas krystalizacji frakcyjnej w układzie kwarc—ortoklaz— H_2O . W tym punkcie zbiegają się wszystkie linie naturalnych magm nasyconych krzemionką.

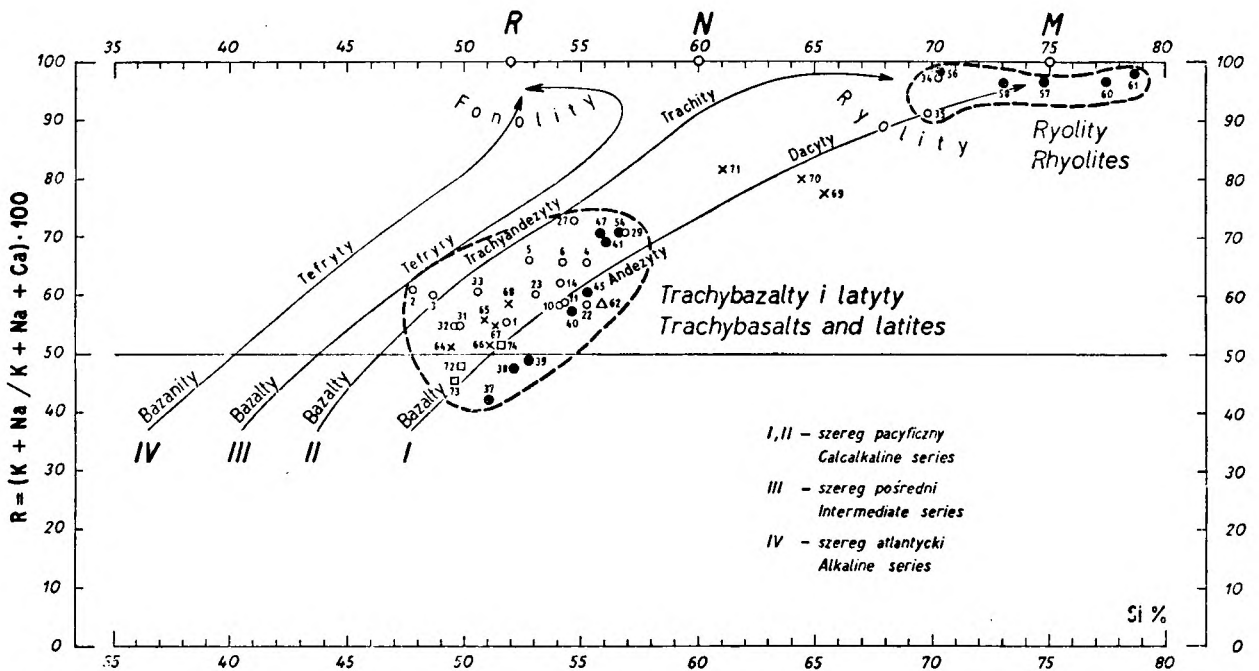


Fig. 37

Położenie wulkanitów Gór Suchych, krakowskich i toleitów z Saar-Nahe na wykresie petrologicznym Junga i Brousse'a

Objaśnienia punktów takie same jak do figur 32, 33

Position of volcanic rocks of the Suche Mts., Cracow region and Saar-Nahe tholeiites in the petrological diagram of Jung & Brousse

Explanation of points the same as in Figs. 32, 33

Do punktu *R* natomiast kieruje się wszystkie serie nie dosyconych krzemionką dyferencjałów magmowych. Najmniej prawdopodobny kierunek różnicowania się magmy przedstawia punkt *N*, w przyrodzie bardzo rzadko spotykany. Swym położeniem odpowiada on granicznej linii krystalizacji frakcyjnej fonolitów i ryolitów. W magmach trachitowych o parametrach chemicznych $S_i = 60$ i $R = 100$ wystarczy niewielka zmiana w ilości krzemionki *in plus* lub *in minus*, żeby ich krystalizacja przybrała kierunek „ryolitowy” (punkt *M*) albo „fenolitowy” (punkt *R*).

Na wykresie tym widzimy, że trachybazalty Gór Suchych tworzą jedną zwartą grupę punktów (widać tu również analogie chemiczne z trachybazaltami krakowskimi i zagłębia Saary). Drugą grupę punktów, jak gdyby od tamtych oderwaną, bo pozbawioną przejść, tworzą ryolity i tufy o zbliżonym do nich składzie.

Z takiego obrazu zmienności petrograficznej omawianych wulkanitów można by odnieść wrażenie, że istniały dwa oddzielne źródła erupcji trachybazaltów i ryolitów, tak jak sugerował to S. Kozłowski (1958b, 1963). Koncepcja ta mająca wszelkie pozory słuszności dla wschodniej części niecki śródsudeckiej byłaby jednak trudna do przyjęcia dla środkowego obszaru Gór Suchych, gdzie mamy do czynienia z bardziej urozmaiconymi odmianami skalnymi, stanowiącymi pewne dyferencjaty magmy trachybazaltowej. Skoro wiążemy z nią latyty i być może trachity, trudno byłoby udowodnić inną genezę magm ryolitowych. Wydaje się, że stop magmowy był w zbiornikach rozdzielony na dwie zasadnicze frakcje: trachybazaltową i ryolitową, uruchamiane oddzielnie w odpowiednich warunkach tektonicznych. Przemawia za tym bardzo zbliżony chemizm trachybazaltów i latytów z jednej i ryolitów z drugiej strony, a ponadto wiele wspólnych cech w ewolucji obu grup skalnych. Zwłaszcza w ryolitach I i II cyklu z tak stosunkowo odległych czasowo erupcji zaskakuje skłonność skaleni alkalicznych do tworzenia zbliżniaczeń manebachskich i to nieraz wielokrotnych.

Przypuszczalnie głównym czynnikiem tego rodzaju dyferencjacji magmy były nagromadzone w niej wielkie ilości składników lotnych, o czym świadczą olbrzymie masy skał piroklastycznych, rozwinięte szczególnie silnie w drugim cyklu wulkanicznym. Rytmiczność wylewów trachybazaltów i ryolitów była według S. Kozłowskiego (1963) następstwem pewnych oscylacji dna zbiornika śródsudeckiego. W strefach obniżonych pogłębianiu się jego dna towarzyszyła tensja sprzyjająca spokojnym wylewom trachybazaltów, podczas gdy ruchy ku górze powodowały tensję w obszarach antyklinalnych, otwierając drogę ku magmom ryoli-

towym. W tych warunkach przypuszczalnie odbywało się opróżnianie raz dolnych (trachybazalty, latyt), raz górnych (ryolity) partii zbiorników magmowych.

Współwystępowanie bardziej zasadowych (bazalty, andezyty, trachybazalty) i kwaśnych (ryolity lub dacyty) wulkanitów stanowi bardzo istotną cechę środkowoeuropejskiej prowincji subsekwentnego wulkanizmu czerwonego spągowca. Charakterystyczne jest również, że wśród wulkanitów tych istnieją szczególnie obfite nagromadzenia skał kwaśnych, określane przez geologów zbiorową nazwą „porfirów kwarcowych”. Fakt, że skały te nie są produktem bezpośredniej dyferencjacji magm bazaltowych, uchodzi dzisiaj powszechnie za pewny (Bederke 1959). Według A. Rittmanna (1959, 1960) syn- i postorogeniczne (subsekwentne) magmy ryolitowe do dacytowych powstawały na skutek częściowego lub całkowitego przetopienia sialicznych metamorfików. Tego rodzaju wtórne magmy anatektyczne mogą się zmieszać z pierwotnymi magmami subkrystalnymi (hybrydyzacja), dając utwory o chemizmie mniej więcej trachyandezytowym z przejściami do typów ryodacytowych albo też bazaltowych.

Niektórzy uczeni sprzeciwiają się takiemu jednostronnemu pojmowaniu pochodzenia magm kontynentalnych. Na przykład E. Bederke (1959) kwestionuje możliwość tworzenia się w ten sposób tzw. melafirów czerwonego spągowca. Uważa on, że źródłem energii cieplnej dla utworzenia się reomorficznych magm ryolitowych była magma hipogeniczna, z której powstały melafiry. Taka koncepcja wydaje się dość przekonująca, jeśli się zważy, że kopułom ryolitowym stowarzyszonym z pokrywami bazaltów na Islandii przypisuje się pochodzenie anatektyczne. Charakterystyczne jest bowiem, że między obu skrajnymi odmianami wulkanitów brak tam law o charakterze pośrednim. A. Rittmann (1959) uważa, że ryolity islandzkie są produktem wtórnych magm, powstałych drogą sializacji bazaltów. Procesy te zachodziły w nadkładzie bazaltowych ognisk magmowych, jakie przedarły się do siału. Powstałe w ten sposób lekkie magmy ryolitowe, jako trudno mieszalne z ciężkimi magmami bazaltowymi, utrzymywały się w wyższych partiach zbiorników magmowych.

W związku z przytoczonym przykładem nasuwa się bardzo istotna analogia do naszych wulkanitów niecki śródkowosudeckiej. I tu właściwie mamy do czynienia z dwoma zasadniczymi i dość wyraźnie oddzielonymi od siebie produktami magmowymi: trachybazaltami oraz lawami i tufami ryolitowymi.

Procesy wglębnej sializacji subkrystalnych bazaltów mogły więc również być źródłem powstania magm trachybazaltowych i jednocześnie wielkich ilości magm ryolitowych w niecce

śródsudeckiej, nagromadzonych w tych samych ogniskach magmowych, a rozdzieleniu ich na dwie zasadnicze frakcje sprzyjała obfitość składników lotnych.

PORÓWNANIE WULKANITÓW GÓR SUCHYCH Z WULKANITAMI KRAKOWSKIMI I OBSZARU SAAR-NAHE

Współczesne wulkanizmowi Gór Suchych były erupcje tzw. melafirów, porfirów i tufów w czerwonym spągowcu rejonu Krzeszowice koło Krakowa. Reprezentują one według S. Kozłowskiego (1963) jeden cykl wulkaniczny rozwinięty w Miękini i Filipowicach. Sekwencja poszczególnych erupcji w krakowskim kompleksie erupcyjnym jest identyczna jak w Sudetach, gdyż działalność wulkaniczna rozpoczęła się tam wylewami melafirów, a zakończyła się po pewnej przerwie erupcjami kwaśnymi, według następującej kolejności od stropu do spagu:

porfiry z Miękini i tufy z Filipowic,
zlepianiec myślachowicki,
melafiry z Miękini i Filipowic.

Charakter petrograficzny tych utworów, zwłaszcza melafirów jest dobrze poznany dzięki studiom Z. Rozena (1909), A. Bolewskiego (1938, 1939), nowym opracowaniem A. Gawła

(1953), W. Heflika (1960) oraz A. Oberca i W. Parachoniaka (1962).

Skały wulkaniczne z krakowskiego i sudeckiego regionu czerwonego spągowca wykazują wiele analogii chemiczno-mineralogicznych, podkreślanych już dawno przez K. Smulikowskiego (Smulikowski, Teisseyre & Oberca 1957), H. Dziedzicową (1958) i M. Turnau-Morawską (1959). Melafiry i diabazy krakowskie — zdaniem M. Turnau-Morawskiej — zbliżają się swym normatywnym składem mineralnym do trachybazaltów lub trachyandezytów. Według A. Oberca i W. Parachoniaka (1962) melafiry z Miękini i Alwerni oraz diabazy z Niedźwiedziej Góry koło Krzeszowic są pochodnymi magm gabrodiorytowych, a melafir z Filipowic odpowiada nieco kwaśniejszym ich odmianom, uboższym w minerały femiczne.

W tabeli 30 podano wyniki analiz chemicznych i normatywny skład mineralny najbar-

Tabela 30

Chemiczny i normatywny skład mineralny (C.I.P.W.) wulkanitów permskich z okolic Krakowa i Saar-Nahe w % wag.

Chemical composition and norm minerals of the Permian volcanic rocks from the environs of Cracow and Saar-Nahe in weight percentages

Nr analizy	Rejon krakowski — The Cracow Region									Saar — Nahe		
	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	
SiO ₂	52,00	52,67	53,17	53,22	54,42	67,90	68,00	62,51	52,28	53,12	54,52	
Al ₂ O ₃	14,08	13,66	13,75	18,65	14,11	13,93	14,06	14,64	15,71	17,71	16,37	
Fe ₂ O ₃	8,40	7,33	3,75	6,67	3,65	3,05	1,64	3,89	2,59	7,70	4,85	
FeO	1,09	1,44	7,15	3,15	6,13	0,49	1,31	0,77	3,96	0,65	3,98	
MgO	3,91	4,01	3,91	2,67	3,94	0,94	1,07	1,69	7,25	7,23	4,32	
CaO	9,61	7,94	7,81	6,58	6,59	3,11	2,94	2,73	8,08	7,66	7,64	
Na ₂ O	3,83	3,79	3,59	3,51	3,95	3,40	4,15	0,50	2,87	2,66	3,23	
K ₂ O	2,58	2,51	1,56	1,40	2,03	3,67	3,58	9,42	1,91	1,17	1,79	
H ₂ O+	0,42	1,51	1,33	1,38	0,60	1,30	0,66	1,58	1,39	} 0,68	} 1,25	
H ₂ O-	0,91	1,07	1,18	1,42	0,80	0,92	0,59	1,32	2,21			
TiO ₂	2,01	2,58	2,04	1,47	1,95	0,76	0,74	0,52	0,92	1,10	2,00	
P ₂ O ₅	0,49	0,52	0,86	ślad	0,98	0,39	0,65	0,43	0,47	0,09	0,23	
MnO	0,72	0,78	0,74	0,15	0,93	ślad	0,24	ślad	0,10	0,16	0,17	
CO ₂	ślad	—	0,11	—	—	—	—	—	0,08	0,09	—	
F ₂	0,18	0,17	—	—	0,47	0,06	0,18	—	—	—	—	

tabela 30 c. d.

Nr analizy	Rejon krakowski — The Cracow Region								Saar — Nahe		
	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74
Σ	100,23	99,98	100,95	100,27	100,55	99,92	99,81	100,00	99,82	100,02	100,35
Kwarc (Q)	1,6	5,0	6,5	9,8	7,6	27,5	24,5	16,6	2,9	7,3	8,9
Ortoklaz (or)	15,2	15,0	9,2	8,3	11,7	21,7	21,1	55,6	11,1	6,9	10,6
Albit (ab)	32,4	32,0	29,9	29,3	33,0	28,8	35,1	4,2	24,1	22,5	27,3
Anortyt (an)	13,6	12,8	17,0	31,1	15,0	11,7	9,2	9,7	24,5	32,5	25,0
Σ_{Sal}	62,8	64,8	62,6	78,5	67,3	89,7	89,9	86,1	62,6	69,2	71,8
CaSiO ₃	12,6	8,7	6,5	0,7	2,1	0,1	0,2	0,5	4,9	1,7	5,0
MgSiO ₃	9,7	9,9	3,5	6,7	1,2	2,3	0,1	4,2	3,7	1,5	10,7
FeSiO ₃	—	—	2,9	—	0,8	—	—	—	0,7	—	0,3
MgSiO ₃	—	—	6,3	—	8,6	—	2,5	—	14,3	16,6	—
FeSiO ₃	—	—	5,2	—	5,9	—	0,3	—	3,0	—	—
Magnetyt (mt)	0,1	—	5,3	6,5	5,3	—	2,4	1,2	3,9	—	7,0
Ilmenit (il)	3,8	4,6	3,8	3,0	3,7	1,1	1,4	0,9	1,7	1,8	3,8
Hematyt (hm)	8,4	7,3	—	2,2	—	3,1	—	3,2	—	7,3	—
Rutyl (ru)	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Apatyt (ap)	0,9	1,3	2,0	—	2,4	1,0	1,4	1,0	1,3	0,2	0,3
Fluoryt (fr)	0,4	0,6	—	—	1,9	0,2	0,4	—	—	—	—
Kalcyt (cc)	—	—	0,2	—	—	—	—	—	0,2	0,2	—
Σ_{Fem}	35,9	32,6	35,7	19,1	31,9	7,8	8,7	11,0	33,7	29,5	27,1
Sal + Fem	98,7	97,4	98,3	97,6	99,2	97,5	98,6	97,1	96,3	98,7	98,9
% mol. An w plag. norm.	28	27	35	50	30	27,5	20	68	49	58	46

64 — Regulice. Melafir augitowy — augite melaphyre.

65 — Alwernia. Melafir augitowy — augite melaphyre.

66 — Miękinia. Diabaz — diabase. Anal. W. Heflik (1960).

67 — Filipowice. Melafir — melaphyre. Anal. D. Kęska (Oberca & Parachoniak 1962).

68 — Niedźwiedzia Góra. Diabaz hiperstenowo-kwarcowy — quartz-hypersthene diabase.

69 — Miękinia. Porfir — porphyre.

70 — Zalas. Porfir — porphyre.

71 — Filipowice — tuf porfirowy — porphyritic tuff.

72 — Auen. Wulkanit mangerytowy — mangeritic volcanic rock. Anal. P. Pfeffer (1959).

73 — toleit pigeonitowy ze wzgórza Trausberg. Anal. D. Jung (1958). Pigeonite tholeiite from the Trausberg hill.

74 — Tholey. Toleit z Schaumberg. Średnia 6 analiz. Anal. E. Chytrek (Jung 1958). Tholey. Tholeiite from Schaumberg hill. Average of six analyses.

Analizy 64, 65, 68—71 wykonał Z. Rozen (1909).

dziej znanych w literaturze wulkanitów krakowskich, zaczerpnięte z prac Z. Rozena (1909), W. Heflika (1960) oraz A. Oberca i W. Parachoniaka (1962). Spośród wymienionych skał tylko permski wiek diabazów z Niedźwiedziej Góry nie jest pewny. Na razie wiadomo tylko, że są one młodsze od górnego westfalu (Kozłowski 1963). Z normatywnego składu mineralnego melafirów z Alwerni i diabazów z Mię-

kini i Niedźwiedziej Góry wynika jednoznaczne ich zaszeregowanie do trachybazaltów albo trachyandezytów w schemacie klasyfikacyjnym K. Smulikowskiego (fig. 35a). Tylko melafir z Filipowic (p. 67) graniczy z dacytami i andezytami w bliskim sąsiedztwie trachybazaltów i ryobazaltów, co bynajmniej wcale jeszcze nie upoważnia do uznania takiego stanowiska systematycznego melafiru. Jeślibyśmy

uwzględnili w skaleniach potasowych tej skały domieszkę izomorficzną sodu, jej punkt projekcyjny znalazłby się na wykresie w zasięgu trachybazaltów.

Trachybazalty krakowskie i niecki śródsudeckiej mają zatem wiele wspólnych cech w składzie chemicznym, które są widoczne również na wykresach (fig. 32, 33, 34 i 36) oraz na diagramie dyferencyjnym Junga i Brousse'a, przedstawionym na figurze 37. Największe podobieństwo tych wulkanitów polega na zbliżonych proporcjach normatywnych skaleni (fig. 33). Melafir z Alwerni i Regulic oraz diabazy z Miękini i Niedźwiedziej Góry najbardziej zbliżają się pod tym względem do niektórych bogatszych w sód trachybazaltów pierwszego cyklu wulkanicznego z Borówna, Starego Lesieńca i Rybnicy Leśnej (p-ty 1, 4, 33). Melafir z Regulic i diabaz z Miękini zawiera tylko więcej od nich normatywnych minerałów femicznych (fig. 36, p. 64, 66). Melafir z Filipowic (fig. 33, p. 67) natomiast jest bardziej podobny do trachybazaltów drugiego cyklu wulkanicznego z Dworek (p. 37), lecz bogatszy w normatywne minerały saliczne (fig. 36). Owe zbieżności w chemizmie rozpatrywanych skał mają również swój wyraz w podobieństwie ich rzeczywistego składu mineralnego i struktury. Obok bardziej pospolitych trachybazaltów intersertalnych utworzonych z plagioklazów, skalenia potasowego, augitu i na ogół rzadkiego oliwinu znane są odmiany skalne z hiperstenem. Na szczególną uwagę zasługuje tu krzeszowicki diabaz hiperstenowy z Niedźwiedziej Góry, bardzo podobny do hiperstenowo-augitowych trachybazaltów z Kramanowa (fig. 35a, p. 39, 40) i augitowych ich odmian z Rybnicy Leśnej i Świerków Dolnych. Ortoklaz w trachybazalcie z Krzeszowic tworzy na plagioklazach obwódki rozwinięte podobnie jak w wielu wulkanitach Gór Suchych (Rozen 1909, Gaweł 1953). Znamioną cechą trachybazaltów z obu regionów geologicznych jest współwystępowanie w nich drobnych ilości oliwinu z kwarcem.

Wśród kwaśnych wulkanitów krakowskich najwięcej zainteresowania wzbudza tuf ryolitowy z Filipowic o wyjątkowo dużej koncentracji potasu (tab. 30, anal. 71). Nasuwa się tu analogia tych skał do ignimbrytów Bartnicy i Mieroszowa, dobrze widoczna na wykresie Or-Ab-An (fig. 33). Położenie tufu filipowickiego na tym wykresie z dala od ignimbrytów niecki śródsudeckiej jest spowodowane obecnością sporej ilości normatywnego anortytu. Punkt projekcyjny tej skały w trójkącie klasyfikacyjnym (fig. 35a, p. 71) znajduje się w polu ryolitów, ale bliżej trachitów na skutek mniejszej zawartości normatywnego kwarcu

niż w pozostałych skałach tufogenicznych. W tych ostatnich prawie brak biotyту, dość obfitego w tufie z Filipowic (Rozen 1909).

Nie znamy wśród wulkanitów niecki śródsudeckiej odpowiedników porfirów z Zalaszu i Miękini. Swym normatywnym składem mineralnym skały te odpowiadają ryodacytom na pograniczu dellentitów (fig. 35a, p. 69, 70). Z. Rozen uważał te skały za utwory magm bliskich dacytowym.

Wśród wtórnych przeobrażeń wulkanitów niecki śródsudeckiej na pierwszy plan wysuwa się albityzacja plagioklazów z zachowaniem pierwotnych skaleni potasowych, czego nie stwierdzono dotychczas w lawach krakowskich. Natomiast w tych ostatnich zaznaczyły się procesy wtórnego, hydrotermalnego wzbogacenia w potas nazwane przez Rozena „kalifikacją”. Zjawiska te, nieznanne w niecce śródsudeckiej, były w skałach krakowskich obserwowane również przez A. Gawła (1953, 1957) oraz E. Piekarską i A. Gawła (1954). Wyłonił się problem, czy skałenie potasowe niektórych silnie potasowych wulkanitów okręgu krakowskiego są pierwotne, czy też może wzbogaciły się w ten składnik wtórnie. Zwolennikiem pierwotnego źródła skaleni potasowych w tego rodzaju porfirach z Siedlec był A. Bolewski (1939), który utrzymywał, że stanowią one produkt krystalizacji magm trachitowych.

Wśród permskich wulkanitów niecki śródsudeckiej zwracają również uwagę szczególnie bogate w potas niektóre odmiany skał, stwarzające z latytami anortoklazowymi w okolicy Unisławia Śl. Wysoka koncentracja potasu w tych skałach, osiągająca według G. Berga (1907) 7,37% wag. K_2O (tab. 20, anal. 52), wiąże się jednak z obfitym nagromadzeniem w nich pierwotnych skaleni potasowo-sodowych o cechach optycznych ortoklazów i anortoklazów (tab. 27). Zarówno w tych skałach, jak i trachybazaltach oraz ryolitach skałenie potasowe są pierwotne, nie zdradzając żadnych objawów wtórnego pochodzenia.

Trachybazalty okazują się również pospolitymi wulkanitami w czerwonym spągowcu zachodniej Europy, w szczególności na obszarze Saar-Nahe. Wśród występujących tam bazaltów (nawity), andezytów i ryodacytów (Bambauer 1960) znane są w literaturze zwłaszcza tzw. toleity ze wzgórza Schaumberg koło Tholey o chemizmie bardzo zbliżonym (tab. 30) do trachybazaltów krakowskich i niecki śródsudeckiej (Turnau-Morawska 1959). Autorem szczegółowej charakterystyki petrograficznej toleitów jest D. Jung (1958), który wykazał, że skały te o formie żyły odpowiadają w systematyce skał magmowych W. E. Trögera manerytom. Składem mineralnym toleity zbliżają

się bardzo do trachybazaltów Gór Suchych (np. Rybnicy Leśnej i Swierków Dolnych), z tą różnicą, że są one zasobniejsze w alkaliczną mezostazis (średnio około 31% obj.) zbudowaną głównie ze skalenia potasowego, ilościowo przeważającego nad kwarcem oraz z oligoklazą i chlorytów. Poza tym normatywny plagioklaz toleitów jest bardziej wapienny (fig. 35b, p. 74). W tabeli 30 zamieszczono 3 analizy chemiczne wulkanitów mangerytowych z obszaru Saar-Nahe.

Normatywny skład mineralny wyznacza toleitowi z Schaumberg w trójkącie klasyfikacyjnym (fig. 35a, p. 74) położenie na granicy pół trachybazaltów i ryobazaltów. Natomiast ze średniego rzeczywistego składu mineralnego toleitów, obliczonego przez D. Junga, wynika położenie tej skały w polu trachybazaltów (p. 74 w nawiasach). Jest rzeczą charakterystyczną, że w toleitach ujawnia się taka sama rozbieżność w normatywnym i rzeczywistym składzie mineralnym, jak w trachybazaltach polskich. Podobną pozycję systematyczną wykazuje wulkanit mangerytowy z Auen (p. 72), natomiast toleit pigeonitowy ze wzgórza Traus-

berg koło Tholey (p. 73) znajduje się na wykresie klasyfikacyjnym w polu bazaltów, w pobliżu trachybazaltów. Inne wspólne cechy składu chemiczno-mineralnego skał toleitowych z trachybazaltami Gór Suchych i lawami krakowskimi są widoczne na figurach 32—37.

Nazwa toleit jest używana przez różnych autorów w różnym znaczeniu. Stосуje się ją nie tylko do skał, lecz nawet do pewnych typów magm, jak „magma toleitowo-bazaltowa” lub „toleitowa”. D. Jung (*op. cit.*) wykazał, że skład chemiczny takich „magn” wcale nie odpowiada chemizmowi skał toleitowych z zagłębia Saary i dlatego należałoby zaniechać używania tego rodzaju dwuznacznych i mylących terminów. Autor ten jest w ogóle przeciwnikiem nazywania toleitami skał wylewnych. Proponuje on ograniczyć tę nazwę do mangerytowych skał alkalicznych o charakterze hipabisalnym. Wydaje się, że byłoby bardzo wskazane zupełne wykluczenie tej nazwy z terminologii petrograficznej, zwłaszcza że dysponujemy dla tego rodzaju wulkanitów jednoznaczными określeniami — trachybazalt albo trachyandezyt.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Tufitowy charakter osadów górnego poziomu piaskowca budowlanego we wschodniej części niecki śródsudeckiej potwierdza wnioski S. Kozłowskiego (1963) o wczesnych przejawach wulkanizmu powierzchniowego, jeszcze przed główną fazą działalności pirogenicznego kompleksu erupcyjnego. Te wczesne etapy dostarczyły obfitych produktów piroklastycznych związanych z magmami plagioklazowo-biotytowymi, raczej bezkwarcowymi lub ubogimi w ten składnik. Występujące w tych osadach otoczaki skał wylewnych wykazują podobny charakter petrograficzny do trachybazaltów kompleksu erupcyjnego. Przejawy wulkanizmu w górnym poziomie piaskowca budowlanego stanowią zapewne dalszą kontynuację wulkanizmu, aktywnego w okresie górnokarbońskiej historii niecki śródsudeckiej.

Wykazany przez S. Kozłowskiego (1958b) młodszy wiek trachybazaltów z Głuszycy Górnej od podobnych skał wylewnych z Łomnicy znalazł również potwierdzenie w analizie petrograficznej zlepieńców, występujących pod pokrywą trachybazaltów w Głuszycy. Stwierdzone w tych utworach fragmenty skał osadowych i wylewnych bardzo podobnych do utworów odsłoniętych w kamieniołomie trachybazaltów Łomnicy (I cykl) świadczą, że skały te były już niszczone w okresie poprzedzają-

cym wylew trachybazaltów Głuszycy Górnej (II cykl).

Wulkanity kompleksu erupcyjnego znane w dotychczasowej literaturze pod nazwą melafirów, ortofirów, porfiryków i porfirów reprezentują w rzeczywistości trachybazalty różnych odmian, lity, ryolity, tufy i ignimbryty ryolitowe. Trachybazalty i lity mimo swej czarnej lub ciemnoszarej barwy są skałami raczej leukokratycznymi z przejściami do rzadszych odmian mezokratycznych. Skały te ze względu na nieduże przesycenie krzemionką zaliczono do grupy o pośredniej zasadowości. Prawdziwie zasadowych odmian wśród tych skał nie ma.

Trachybazalty wykazują budowę intersertalną, przeważnie afirową, rzadziej porfirową (Krajanów, Dworki, Rudawa, Šonov, Borówno). Ich głównym składnikiem mineralnym jest plagioklaz obok mniejszej ilości skaleni potasowych (ortoklaz). Plagioklaz w większości wykazuje skład labradoru-andezynu. Silniej zasadowe plagioklasy stwierdzono w porfirowych odmianach trachybazaltów z Dworki, Krajanowa, Rudawy i Šonova. W fenokryształach skład cząstkowy może czasem dochodzić aż do bytownitu lub anortytu. Skalenie potasowe typów dolerytowych wulkanitów rozwinięte są w postaci obwódki na plagioklazach i samodzielnych mikrolitach związanych

przeważnie z kwarcem interstycjalnym. W skałach afanitowych występują przeważnie skalenie potasowe w postaci mikroziarnistych agregatów z kwarcem, wypełniających interstycja.

Ciemne minerały trachybazaltów reprezentują przeważnie pirokseny. Wśród nich najbardziej rozpowszechniony jest augit diopsydowy, niekiedy pigeonit (Kymbnica, Łomnica, Swierki). W niektórych odmianach trachybazaltów augity występują w asocjacji z hiperstenem (Dworki, Krajanów) lub bronzystem (Rudawa, Sonov). Ponadto trachybazalty zawierają drobne ilości oliwinu, który uległ serpentynizacji lub chlorytyzacji albo przeobraził się w iddingsyt. Akcesoryczne minerały należą przeważnie do magnetytu, ilmenitu, apatyty, rutylu, rzadko cyrkonu. Zawartość odszklonego szkliwa jest w tych skałach przeważnie niska. Najzasobniejsze w ten składnik są trachybazalty III cyklu wulkanicznego z Rudawy i Sonova (> 50% obj.).

Podobny do trachybazaltów skład mineralny wykazują lityty augitowe z Unisławia Sl., lecz zasobniejsze są od tamtych w skalenie potasowe. Inną odmianę tych skał reprezentują (zalbityzowane) lityty anortoklazowe (Sokolowsko, Kowalowa, Unisław Sl.). Skały te prawdopodobnie dają przejścia do trachitów (Ługowina), o czym można wnosić ze składu chemicznego niektórych odmian zanalizowanych przez badaczy niemieckich. Brak świeższych odmian tych skał udaremnił potwierdzenie drogą mikroskopową takiego charakteru petrograficznego.

Erupcje ryolitowe reprezentują dwie kategorie skał wulkanicznych. W I cyklu wulkanicznym stwierdzono typowe lawy z fenokryształami ortoklazu, rzadziej sanidynu niższych temperatur, oligoklazu, albitu i kwarcu. Sporadycznym składnikiem tych skał jest biotyt, przeważnie doszczętnie zhamatytyzowany. W II cyklu wulkanicznym rozpoznano wyłącznie wulkanity ryolitowe o charakterze tufogenicznym. Ich erupcja prawie na całym obszarze Gór Suchych rozpoczęła się eksplozją tufów witeklastycznych z krystaloklastami ortoklazu lub sanidynu niższych temperatur, albitu i kwarcu. Ostatnią serię skalną w tym etapie stanowią ignimbryty, zlokalizowane głównie w środkowej i wschodniej części Gór Suchych. Ich skład mineralny jest podobny jak w występujących w ich spągu witeklastycznych tufach ryolitowych. Tufy ryolitowe zawierają dużo fragmentów skał metamorficznych (łupki albitowo-kwarcowo-biotytowe), osadowych, law starszych poziomów erupcyjnych oraz okruchów skał wulkanicznych nie

znanych *in situ* w niecce śródsudeckiej. Podobny skład mineralny wykazują tufy ryolitowe z okolicy Sonova (III cykl wulkaniczny).

Szczegółowe badania optyczne skalenia dowiodły, że w plagioklazach wulkanitów ustaliła się optyka pośrednia między formami wysoko- a niskotemperaturowymi. Podobne własności optyczne z tendencją do niskotemperaturowych wykazują skalenie potasowe w trachybazaltach. Jedynie w litytach zalbityzowanych zachowały się niewątpliwie wysokotemperaturowe formy trójskośnych skalenia alkalicznych — anortoklasy (K-analbity). Również w niektórych ryolitach i ignimbrytach napotkano sanidyny, lecz o ortoklazowej orientacji płaszczyzny osi optycznych.

Trachybazalty i lityty wszystkich etapów wulkanizmu wykazują w różnym stopniu przejawy poeruptywnej albityzacji typu autometasomatycznego. Procesy te najsilniej zaznaczyły się w litytach anortoklazowych środkowej części Gór Suchych oraz we wschodnim ich odcinku. Pierwotne plagioklasy zasadowe tych skał osiągnęły w wyniku tych przemian skład prawie czystego albitu. Charakterystyczną cechą wtórnych albitów jest ujemny znak optyczny, rzadko dodatni, oraz orientacja optyczna pośrednia ze skłonnością do niskotemperaturowej. Skalenie te odziedziczyły po pierwotnych plagioklazach budowę bliźniaczą, co świadczy, że struktura tych skalenia podczas albityzacji nie uległa zniszczeniu, lecz że dokonała się w niej tylko wymiana kationów sodu, wapnia, glinu i krzemu.

Z albityzacją wiąże się również alkalizacja powstałych wtórnie z piroksenów amfiboli (hornblenda, uralit), które częściowo przeobraziły się w riebeckit. Amfibol ten wydzielał się również bezpośrednio z roztworów hydrotermalnych, tworząc delikatne agregaty pręcikowe w tle skalnym trachybazaltów (Łomnica). Obserwowane były również przejawy riebeckityzacji oliwinu.

Analiza danych z literatury o wulkanitach permskich regionu krakowskiego i Saar-Nahe w zachodnich Niemczech dowiodła, że występują tam skały bardzo podobne do wulkanitów niecki śródsudeckiej, tj. trachybazalty i ryolitowe skały piroklastyczne (np. tufy filipowickie).

Pochodzenie magm trachybazaltowych, litytowych i ryolitowych autor wiąże ze sializacją subkrystalnej magmy bazaltowej.

Katedra Petrografii Skał Krystalicznych
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, październik 1965

L I T E R A T U R A

- ANSILEWSKI J., 1959: The problem of classification of the alkali feldspars. Problem klasyfikacji skałeni alkalicznych. — Arch. miner. t. 23, z. 1, (1961).
- BAMBAUER H. U., 1956: Zur Petrographie der permischen Magmatite im Westteil der Nahemulde. — „Der Aufschluss“, 3 Sonderheft.
- BAMBAUER H. U., 1959: Direkte Bestimmung der Auslöschungsschiefe nach (h01) verzwillingter monokliner Kristalle von allgemeiner Schnittlage, dargestellt an Pyroxenen und Amphibolen. — Z. Kristallogr. 111, 6. Frankfurt a. M.
- BAMBAUER H. U., 1960: Der permische Vulkanismus in der Nahemulde. — Neues Jb. Mineral. Abh. 95, 2. Stuttgart.
- BEDERKE E., 1959: Probleme des permischen Vulkanismus. — Geol. Rundschau. 48. Stuttgart.
- BERG G., 1907: Vergleichende Studien an den rotliegenden Eruptivgesteinen im Westteil der mittelsudetischen Mulde. — Jb. Preuss. Geol. L.—A. 28. Berlin.
- BERG G., 1913: Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit besonderer Berücksichtigung der Erzlagerstätten. — Abh. d. Kön. Preuss. Geol. L.—A., N. F., 74. Berlin.
- BERG G., 1921: Geologische Karte von Preussen 1:25 000. Bl. Waldenburg i. Schl. 2. Aufl. Preuss. Geol. L.—A. Berlin.
- BERG G., 1926: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Bl. Waldenburg i. Schl.—Ibidem, Lief. 145, 2. Aufl.
- BERG G., 1938: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Bl. Landeshut.—Ibidem, Lief. 193, 2. Aufl.
- BERG G., 1940: Geologische Karte von Preussen 1:25 000. Bl. Landeshut. — 2. Aufl. Reichsamt f. Bodenforschung. Berlin.
- BERG G., DATHE E., ZIMMERMANN E., 1910: Geologische Karte von Preussen 1:25 000. Bl. Friedland i. Schl. Lief. 145. Preuss. Geol. L.—A. Berlin.
- BOLEWSKI A., 1938: Skała przeobrażona z Siedlec koło Krzeszowice. Das metamorphe Gestein von Siedlec bei Krzeszowice (Polen). — Roczn. Pol. Tow. Geol. 14. Kraków.
- BOLEWSKI A., 1939: Zagadnienie „kwalifikacji” krakowskich skał magmowych. Das Problem der „Kwalifikation” der Krakauer Magmagesteine. — Ibidem. 15. Kraków.
- BURCHART J., 1958: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik Granitoids (Eastern Sudeten). — Arch. miner. 22, 2. Warszawa 1960.
- BURRI C., 1956a: Optische Charakterisierung von zwischen Hoch- und Tieftemperaturform gelegenen Übergangsstadien bei Plagioklasen. — Z. Kristallogr. 108, 1/2. Frankfurt a. M.
- BURRI C., 1956b: Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung für konstante Anorthit-Intervalle. — Schweiz. miner. u. petrogr. Mitt. 36/2. Zürich.
- COLEMAN A. P., 1882: The Melaphyres of Lower Silesia. Inaugural Dissertation. Breslau.
- DATHE E., 1904: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Bl. Rudolfswaldau. Preuss. Geol. L.—A. Lief. 115. Berlin.
- DATHE E., ZIMMERMANN E., BERG G., 1910: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Bl. Friedland. Ibidem. Lief. 145.
- DRONG H. J., 1959: Zur Petrographie des Rotliegenden-Eruptivs der Bohrung Weyhausen Z. 1. — Geol. Rundschau. 49. Stuttgart.
- DZIEDZIC K., 1958: Następstwo permskich skał wulkanicznych w rejonie Nowej Rudy na Dolnym Śląsku. On the succession of the Permian volcanites in the region of Nowa Ruda (Lower Silesia). — Roczn. Pol. Tow. Geol. 28, 1.
- DZIEDZIC K., 1959: Porównanie utworów czerwonego spagowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. Comparison of Rotliegende sediments in the Region of Nowa Ruda (Middle Sudetes) and Świerzawa (Western Sudetes) — Kwart. geol. 3, 4.
- DZIEDZIC K., 1961: Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. Lower Permian of the Intra-Sudetic Basin. — Studia Geol. Pol. 6.
- DZIEDZICOWA H., 1956: Spilityzacja „melafirów” permskich w niecce śródsudeckiej. Spilitization of Permian „melaphyres” in the Intra-Sudetic Basin. — Prz. geol. 9.
- DZIEDZICOWA H., 1957: Charakterystyka petrograficzna melafirów ze Świerków. Przew. do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- DZIEDZICOWA H., 1958: Metasomatoza „melafirów” permskich ze Świerków na Dolnym Śląsku. Metasomatism of the Permian „Melaphyres” from Świerki (Lower Silesia). — Roczn. Pol. Tow. Geol. 28, 1. Kraków.
- FALTYNEK R., 1962: Poznámky ke geologické posici melafyrového výlevu u Šonova v Broumovském výběžku. — Čas. pro miner. a geol. 1. Praha.
- GAWĘŁ A., 1953: Jaspisy z diabazu Niedźwiedziej Góry. — Acta Geol. Pol. 3, 1.
- GAWĘŁ A., 1957: Przeobrażenia porfirytu z Sułowa koło Wieliczki. Altérations du porphyrite de la localité Sułów près de Wieliczka. — Roczn. Pol. Tow. Geol. 27, 1, 1—4. Kraków 1958.
- GILBERT Ch., TURNER F. J., 1949: Use of the Universal Stage in Sedimentary Petrography. — Am. Journ. of. Sc. 247, 1.
- GLAUSER A., 1959: Über die optische Orientierung einiger saurer Plagioklasse aus Erguss — und Ganggesteinen. — Schweiz. miner. u. petrogr. Mitt. 39, 1/2. Zürich.
- GOTTARDI G., 1961: Ein neues Diagramm zur Bestimmung der Plagioklasse mit Hilfe der Euler-Winkel. — Ibidem. 41/1.
- GROCHOLSKI A., 1960: Uwagi na temat budowy geologicznej zachodniej okolicy Wałbrzycha. Notes on Geological Structure of Western Region of Wałbrzych. — Kwart. geol. 4, 3.
- GUCWA R., 1960: Dokumentacja geologiczna złoża melafiru w Grzędach. Przeds. Rob. Przyg. Kam. Drog. (maszynopis). Kraków.
- HEFLIK W., 1960: Charakterystyka petrograficzna diabazów i melafirów z Miękinia. Petrographic Characteristic of Diabases and Melaphyres from Miękinia (near Cracow). — Inst. Geol. Biul. 155.
- [JELISIEJEV N. A.] 1956: ЕЛИСЕЕВ Н. А. — Методы петрографических исследований. Издат. Ленингр. Унив. Ленинград.
- JUNG J., BROUSSE R., 1962: Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France. — Bull. du serv. de la carte géol. de la France. 43, 267. Paris.
- JUNG D., 1958: Untersuchungen am Tholeyit von Tholey (Saar). — Beitr. Miner. u. Petrogr. 6, 3. Berlin.

- JUNG D., 1961: Untersuchungen an Granat in einem Felsitporphyr (Beitrag zur Frage der Herkunft rhyolitischer Schmelzen). — Neues Jb. Mineral. Mh. 1. Stuttgart.
- KOZŁOWSKI S., 1955: Uwagi o melafirach polskich. Some remarks on Polish melaphyres. — Prz. geol. 2.
- KOZŁOWSKI S., 1956: Dokumentacja geologiczna złoza melafiru w Głuszycy Górnej. 1, 2. Przeds. Geol. Sur. Skal. w Krakowie. (maszynopis). Kraków.
- KOZŁOWSKI S., 1957: Melafiry w Świerkach. Przew. do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- KOZŁOWSKI S., 1958a: Surowce mineralne Ziemi Kłodzkiej. Mineral. raw material problems of the Kłodzko region (Lower Silesia). — Prz. geol. 2.
- KOZŁOWSKI S. 1958b: Wulkanizm permski w rejonie Głuszycy i Świerków na Dolnym Śląsku. Permian volcanism in Głuszycy and Świerki region (Lower Silesia). — Roczn. Pol. Tow. Geol. 28, 1.
- KOZŁOWSKI S., 1958c: Zagadnienia surowcowe Ziemi Kłodzkiej. — Roczn. Ziemi Kłodzkiej. 3.
- KOZŁOWSKI S., 1960: Cios termiczny w dajkach. Thermal joints in dikes. — Roczn. Pol. Tow. Geol. 30, 1.
- KOZŁOWSKI S., 1963: Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). The geology of Permian volcanites in the central part of the sudetic depression (Lower Silesia). — Prace Geol. 14. Warszawa.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., GROCHOLSKI W., 1958: Młodopaleozoiczny wulkanizm południowo-wschodnich okolic Wałbrzycha. Young palaeozoic volcanism in an area south-east of Wałbrzych. — Acta Geol. Pol. 8, 4.
- LAVES F., 1960: Die Feldspäte, ihre Polysynthetischen Verzwilligungen und Phasenbeziehungen. — Rendic. della Soc. Min. Ital. Anno XVI. Pavia.
- [LEBIEDINSKI W. I.] 1962: ЛЕВЕДИНСКИЙ В. И. — Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму. — Изв. АН СССР, сер. геол. 11. Москва.
- [MARFUNIN A. S.] 1960: МАРФУНИН А. С. — Вывод диаграммы оптической ориентировки кислот и средних плагиоклазов. — Изв. АН СССР, сер. геол. 5. Москва.
- [MARFUNIN A. S.] 1962: МАРФУНИН А. С. — Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды Инст. Геол. Рудн. Месторожд., петрогр., минер. и геохим. Вып. 78. Москва.
- MAUCHER A., 1960: Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. — Geol. Rundschau. 49, 2. Stuttgart.
- MEŻYK O., 1960: Dokumentacja geologiczna złoza melafiru w Borównie. Przeds. Rob. Przyg. Kam. Drog. (maszynopis). Kraków.
- MILCH L., ALASCHEWSKI G., 1925: Über Verwitterungsvorgänge an Melaphyren des Waldenburger Berglandes (Schlesien). — Tscherms. miner. u. petrogr. Mitt. 38. Wien 1927.
- NOWAKOWSKI A., 1957: Secondary riebeckite in Lower Permian altered lavas of Łomnica (Sudetes Mountains). — Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3, 5, 7. Warszawa.
- NOWAKOWSKI A., 1959: O skaleniach alkalicznych paleoryolitów Łomnicy i Mieroszowa (Góry Wałbrzyskie). On alkali feldspars in palaeorhyolites of Łomnica and Mieroszów (The Sudetes Mts). — Arch. miner. 23, 1.
- NOZANKA M., 1958a: Sanidyn w skale porfirowej z Łomnicy. Sanidine in the porphyritic rock from Łomnica (Sudetes). — Prz. geol. 6.
- NOZANKA M., 1958b: Materiały do znajomości skał wulkanicznych z Łomnicy i Gomólnika Małego na Dolnym Śląsku. Contribution to the study of volcanic rocks from Łomnica and Gomólnik Mały (Lower Silesia). — Roczn. Pol. Tow. Geol. 28, 1.
- OBERC A., PARACHONIAK W., 1962: Melafir z Filipowic. The melaphyre from Filipowice. — Ibidem. 32, 1.
- PALIVCOVÁ M., FEDIUK F., 1961: Poznámka k určování úchylyk zhašení monoklinických amfibolu a pyroxenu v běžné mikroskopické praxi. — Čas. pro miner. a geol. 3. Praha.
- PETRASCHECK W., 1933: Der böhmische Anteil der Mittelsudeten und sein Vorland. — Mitt. d. Wiener Geol. Ges. 26. Wien 1934.
- PFEFFER F., BAMBAUER H. U., BANK H., 1959: Neue chemische Analysen von permischen Magmatiten der Nahemulde. — Notizbl. Hess. L.-A. f. Bodenforsch.
- PIEKARSKA E., GAWEŁ A., 1954: Heulandyt z Rudna koło Krzeszowic. Heulandite from Rudno (Cracow district). — Roczn. Pol. Tow. Geol. 22, 3.
- [REWIERDATTO W. W.] 1960: РЕВЕРДАТТО В. В. — Ионное замещение в каркасах некоторых полевых шпатов. — Геология и геофизика 11. Новосибирск.
- RITTMANN A., 1929: Die Zonenmethode. — Schweiz. miner. u. petrogr. Mitt. 9. Zürich.
- RITTMANN A., 1959: Zur Herkunft der Magmen. — Geol. Rundschau 48. Stuttgart.
- RITTMANN A., 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart.
- RITTMANN A., EL-HINNAWI E. E., 1961: The application of the zonal method for the distinction between low- and high temperature plagioclase feldspars. — Schweiz. miner. u. petrogr. Mitt. 41/1. Zürich.
- ROZEN Z., 1909: Dawne lawy W. Ks. Krakowskiego. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU ser. A. 49. Kraków.
- SCHWARZMANN S., 1956: Über die Lichtbrechung und die Achsenwinkel von Hochtemperaturplagioklassen und ihre Entstehungsbedingungen. — Heidelb. Beitr. Miner. u. Petrogr. 5. Berlin.
- SMULIKOWSKI K., 1934: Les roches éruptives des Andes de Bolivie. — Arch. miner. 10.
- SMULIKOWSKI K., 1957: Riebeckite secondaire dans les melaphyres de Łomnica dans les Sudetes. — Schweiz. miner. u. petrogr. Mitt. 37. Zürich.
- SMULIKOWSKI K., 1959: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. — Studia Geol. Pol. 1.
- SMULIKOWSKI K., TEISSEYRE H., OBERC J., 1957: Regionalna Geologia Polski. 3, 1. Kraków.
- STILLE H., 1939: Zur Frage der Herkunft der Magmen. — Abh. Preuss. Akad. Wiss., Math. — Nat. Kl. Berlin.
- STILLE H., 1950: Der „subsequente“ Magmatismus. — Abh. Geotektonik. 3. Miscell., Acad. Berol. Berlin.
- TRÖGER W. E., 1955: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale — Im Handb. d. Mikr. in d. Techn. 4, 1. Frankfurt a. M.
- TRÖGER W. E., 1959: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil. 1, Bestimmungstabellen, 3 Aufl. Stuttgart.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1959: Toleit, jego stanowisko w systematyce skał i geneza. Tholeiite,

- its position in the systematic of rocks and its origine. — *Prz. geol.* 4.
- WENK E., GRÜTTER O., SCHWANDER H., 1961: Labradorit aus Plateaubasalt von Ostgrönland.-Schweiz. miner. u. petrogr. Mitt. 41/1. Zürich.
- WIESER T., 1957: Pochodzenie budowy pasowej i wtórnych zblizniaczeń na przykładzie plagioklazów skał magmowych Mrzyglodu. The origin of zoning and secondary twinnings on example of plagioclases from magmatic rocks of Mrzyglód. — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 27, 1—4. Kraków 1958.
- WIESER T., 1958: Identification of low- and high-temperature plagioclases with the universal stage Method. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Chim.* 6, 7. Warszawa.
- WYŻYKOWSKI J. 1963: Najnowsze wyniki badań geologicznych w rejonie Kozuchowa. The recent results of geological investigations in the Kozuchów region. — *Prz. geol.* 4.
- [ZAWARICKI A. N., SOBOLEW W. S., KWASZA L. G., KOSTJUK W. P., BOBRIEWICZ A. P.] 1958: ЗАВАРИЦКИЙ А. Н., СОБОЛЕВ В. С., КВАША Л. Г., КОСТЮК В. П., БОБРИЕВИЧ А. П. — Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. *Зап. Всесоюзн. минер. общ.*, 87, вып. 5. Москва.

Antoni NOWAKOWSKI

PERMIAN VOLCANITES OF THE SUCHE MTS. IN THE INTRASUDETIC BASIN

Summary

ABSTRACT: A petrographic and chemical description is given of the Middle Rotliegende volcanites encountered in the Suche Mts. range, south of the town of Wałbrzych (Central Sudetes). Among these rocks, in the geological literature known under the name of melaphyres, orthophyres, porphyrites and porphyries, the writer has differentiated trachybasalts, latites, rhyolites and pyroclastic rhyolitic rocks represented by tuffs and ignimbrites. In the course of three successive volcanic cycles the lava eruptions have supplied two basic rock varieties, i. e. the trachybasalts and the rhyolites or rhyolitic tuffs. During the second volcanic cycle the eruptions of trachybasalts were attended by powerful effusions of latite magmas.

Plagioclases of the volcanic rocks are characterized by transitional optics, between high- and low-temperature. Similar optical properties are displayed by alkali feldspars, the anorthoclase latites excepted,

since these commonly display high-temperature optics.

The trachybasalts and latites have yielded to strong autohydrothermal transformations consisting in the albitization of basic plagioclases and the chloritization and riebeckitization of pyroxenes and olivines. Secondary albites stand out by special optical properties, namely a negative and a rather rare poorly positive optic sign, and transitional optics between high- and low-temperature, grading into low-temperature optics. Trachybasalts from the Suche Mts. have many petrochemical analogies in common with the Permian melaphyres and diabases of the Cracow region, also with the tholeiites of the Saar-Nahe area.

In the present paper reference is made to 52 chemical analyses of volcanites from the Suche Mts., supplemented by 11 chemical analyses and 53 planimetric analyses made by the writer himself.

INTRODUCTORY REMARKS

The Suche Mts. range (Tabl. I) of the Intrasudetic basin is the chief area of the subsequent development of volcanism in the Middle Rotliegende. Magmatic activity here was attended by powerful linear eruptions manifested by pyrogenic effusions and explosions. These magmatic phenomena occurred along the subsurface fault zones associated with the Post-Asturian movements of Variscan diastrophism — sub-Saal phase — (S. Kozłowski 1963, K. Dziedzic 1961).

Covers and flows of trachybasalts, latites and rhyolites, also thick layers of rhyolitic tuffs, are the main geological elements in the structure of the Suche Mts. Other magmatic bodies, such as dikes and sills, are not so frequent.

A set of volcanic rocks, interbedded by sedimentary rocks, is the basic constituent of the Middle Rotliegende. Currently it is known as the "eruptive complex". In some sections the total thickness of this rock series exceeds 700 m. A detailed stratigraphic column of the "eruptive complex" is given in Tab. 1, of the Polish text, while Tabl. I shows the horizontal range of the most important rock varieties.

After S. Kozłowski (1963) the "eruptive complex" consists of three successive volcanic cycles. Every cycle began with an effusion of the more basic lava (trachybasalts, latites), and after a pause it ended in an acid eruption of rhyolite. According to S. Kozłowski (1963) the localization of the acid and the more basic

volcanic rocks suggests some connection with the Lower Permian zones of uplifts and subsidence in the depositional Intrasedimentary basin (Tabl. I). The lavas and tuffs of rhyolitic composition are grouped in the zones of uplift while trachybasalts and latites are localized in the subsidence areas.

So far the petrographic knowledge of the volcanic rocks in the Suche Mts. has been based primarily on the earlier descriptions by G. Berg, E. Dathe, E. Zimmermann, L. Milch

and G. Alaschewski. A couple of more recent petrographic papers by H. Dziedzicowa, M. Nożanka and A. Nowakowski deal only with some outcrops in the eastern and central parts of these mountains, while detailed geological studies of their eastern portion have been undertaken in the course of the last few years by S. Kozłowski and K. Dziedzic. The works of all the above mentioned authors are specified in the Literature Reference list at the end of the Polish text.

VOLCANIC PHENOMENA IN THE YOUNGER ZONE OF THE BUILDING SANDSTONE

The uppermost parts of the building sandstone zone consist of brown-grey arenaceous shales and of sandstones interbedded by thin strata of fresh-water limestones (Fig. 1). German investigators referred this rock complex to the so called „Kuseler Schichten”. A microscopic analysis has shown the tuffite facial development of these deposits in the eastern area of the Intrasedimentary basin. Along with the depositional material they contain many pyroclastic components whose discontinuous layers vary in thickness.

The pyroclastic material of the tuffites consists of numerous crystal fragments of plagioclase (An_{27}), biotite and volcanic ash (Pl. I, 1, 2). Pebbles of partly albitized extrusive

rocks also occur in these tuffites; they are built of large amounts of recrystallized glass and of labradorite relicts (An_{54}).

Pyroclastic material also abounds in fresh-water limestones. Fresh biotite (Pl. I, 2) and cemented volcanic ash are present in these rocks along with well preserved plagioclase $An_{32} - An_{60}$.

Similar tuffite rocks are exposed in trachybasalt quarries at Świerki (Fig. 4, outcrop 78; Figs. 6, 7; Pl. VI, 2) and at Głuszyca Górna (Fig. 3).

The pyroclastic material in the tuffites is most likely associated with subaerial volcanism in the vicinity of the sedimentary Rotliegendes basin of that time.

CHARACTERISTIC DESCRIPTION OF THE VOLCANIC ROCKS OF THE ERUPTIVE COMPLEX

TRACHYBASALTS

This group included all the mafic volcanic rocks, so far currently described in the literature as melaphyres. The horizontal extent of trachybasalts of volcanic cycles I, II, and III is shown in sketch maps in Tables I and II, and on Figures 3, 4, 11, and 16 of the Polish text.

Many of the petrographic and chemical features are in common to trachybasalts of all the three volcanic cycles. Megascopically these rocks are mainly aphyric, less often porphyritic, with dark-grey or nearly black colouration. The porphyritic varieties of trachybasalts have been encountered only among rocks of volcanic cycles II and III.

The microstructure of trachybasalts is do-

minantly intersertal (Pl. V, 1; Pl. VI, 1) or hyaloophitic (Pl. X, 2). Trachybasalts of ophitic structure occur only in the oldest volcanic zone of cycle I, in the vicinity of Czarny Bór, Stary Lesieniec, Unisław and Sokołowsko (Tabl. II, Fig. 11; Pl. II, 2). The trachybasalts here display mainly a flow texture while in the top parts of the lava covers they are amygdaloidal (Pl. X, 2).

Aphyric trachybasalts. This structural type is common among trachybasalts of volcanic cycles I and II. Plagioclase, varying in composition from $An_{60} - An_{25}$ (Pl. III, 1), is the chief constituent of these rocks, labradorite and andesine being the dominant member of the plagioclase. These feldspars often have a zoned structure and display a continuous or discontinuous zoning of rims.

Orthoclase forms crystallographically oriented rims on plagioclase laths (Fig. 8; Pl. VII, 1), euhedral crystals enclosed in interstitial quartz are less frequent. In the more glassy varieties of trachybasalts the feldspar is completely obscured in the devitrified glass.

The chief mafic mineral in trachybasalts here is pyroxene represented by diopside augite ($c\Lambda\gamma = 30-43^\circ$, $2V_\gamma = 43-53^\circ$) and the nearly uniaxial pigeonite. Both these minerals have often been altered into brown-greenish hornblende ($c\Lambda\gamma = 18-23^\circ$, $2V_\alpha = 83^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0.020$) or into nearly colourless uralite, partly altered into biotite (Figs. 2, 9). Olivine Fa_{40} was subordinately present in the trachybasalts; it has nearly completely been altered into chlorite or iddingsite (Pl. IV, 2; Pl. V, 1, 2; Pl. VII, 2). A higher olivine content is observed only in ophitic trachybasalts from the oldest volcanic horizon in cycle I (Tabl. II, Fig. 11).

Magnetite, ilmenite and rutile are the accessory minerals. The chemical and mineral composition of trachybasalts from volcanic cycle I are given in Tables 2-12, those from volcanic cycle II in Tables 15-19.

Porphyritic trachybasalts. The porphyritic varieties of these rocks have been encountered exclusively among the trachybasalts of cycles II and III (Figs. 4, 16). The phenocrysts consist of plagioclase composed of labradorite An_{54} — An_{67} , less frequently of bytownite An_{82} , also hypersthene Fs_{32-34} ($2V_\alpha = 62-64^\circ$) and diopside augite ($c\Lambda\gamma = 38^\circ$, $2V_\gamma = 45^\circ$). The groundmass is built of microlites of labradorite An_{54} , diopside augite, ilmenite and magnetite, also of microcrystalline aggregates of potassium feldspars and of quartz. The chemical and mineral composition of porphyritic trachybasalts is shown in Tab. 15 and 16.

Similar mineral composition is displayed by porphyritic trachybasalts of cycle III from the vicinity of Šonov and Rudawa. The phenocrysts in these rocks belong to labradorite and bytownite (Pl. XVII, 2; Pl. XVIII, 1, 2), to diopside augite ($c\Lambda\gamma = 40-43^\circ$, $2V_\gamma = 48-50^\circ$), to sub-uniaxial pigeonite and to bronzite (Pl. XVIII, 2), Fs_{20-22} ($2V_\alpha = 74-76.5^\circ$). Pigeonite with the axial angle $2V_\gamma = 15-17^\circ \perp \perp (010)$ also produces rims on some augite phenocrysts. Olivine (chrysolite Fa_{18} ; $2V_\alpha = 87^\circ$) is subordinate in these rocks.

The groundmass abounds in recrystallized glass with microlites of labradorite An_{53} — An_{60} , diopside augite, bronzite, magnetite, ilmenite and apatite (Pl. XVII, 2, Pl. XVIII, 1, 2). The same rocks contain granular aggregates of bytownite and anorthite An_{95} with bronzite Fs_{25} (Pl. XIX, 1), quartz xenocrysts

with pigeonite rims ($2V_\gamma \cong 0^\circ$) and enclosures of intersertal trachybasalts from the older effusions (Pl. XIX, 2). Locally the glassy parts of the groundmass are replaced by a colourless mineral with the optical properties of analcite.

The albitized varieties of porphyritic trachybasalts occur in the top parts of the Homole hill (Tabl. I, outcrop 102). The chemical and mineral composition of trachybasalts from cycle III are shown in Tables 25 and 26.

LATITES

Latite covers occur exclusively in the central parts of the Suche Mts. (Tabl. II). These rocks are the stratigraphic equivalents of trachybasalts from volcanic cycle II of Radosna. Petrographically the latites belong to two rock varieties differing in mineral composition, viz. the anorthoclase latites and the augite latites. The two varieties are in contact in the vicinity of Unisław. Contrary to the augite latites the anorthoclase latites have undergone very strong autohydrothermal transformations consisting in the albitization of plagioclases and the hematitization of mafic minerals.

In structure latites very much resemble the trachybasalts, but they are richer in potassium feldspars. The rock matrix in these rocks displays a sub-holocrystalline facial development.

Albitized anorthoclase latites. This type of volcanites is characterized by pink-greyish colouration and an aphanitic development of the rock matrix (mesostasis) containing but few phenocrysts of whitish feldspars. The earlier authors: G. Berg (1907, 1926) and E. Dathe (1910) refer these rocks to orthophyres grading into porphyrites.

Plagioclase phenocrysts display chiefly the composition of albite An_0 — An_4 . Relicts of primary andesine An_{33} — An_{46} (Fig. 29c) with partial rims of oligoclase An_{26} are preserved in many of these albites. Plates of perfectly fresh andesine, occasionally showing irregular growth of twinning lamellae, sometimes occur along with albite (Fig. 13a, b). The plagioclase phenocrysts are associated with anorthoclase (Pl. XI, 1, 2; Pl. XII, 1, 2) which occurs as plates and rims around the plagioclases (Figs. 13a, b, 14a, b). Pyroxenes and subordinate olivine have been completely altered into hematite intergrown by calcite.

The rock matrix is built of numerous laths of secondary albite, less frequently of those of anorthoclase, also of many laths of potassium feldspars and of intergranular quartz. Poorly preserved relicts of andesine An_{38} are common

in the albite laths, while unaltered laths of andesine are much rarer (Fig. 14c).

Potassium feldspars produce laths (Fig. 13c) and rims on plagioclase. The interstices are filled by quartz, locally by chalcedony and barite.

Because of the advanced secondary alterations it is hardly possible accurately to determine the systematic position of the rocks under consideration. The chemical analyses shown in Table 20 are of strongly altered rocks, particularly of those that are strongly decalcified, nearly completely deprived of magnesium but enriched in silica.

Microscopic observations indicate that the plagioclase — (andesine), alkali-feldspar and quartz content ratio in these rocks was proper to latites. Some of them e. g. those from the Ługowina quarry (Tabl. II) may represent varieties grading into trachytes in result of a stronger concentration of potassium (Tab. 20, anal. 52) indicated by G. Berg (1907). The amounts of potassium feldspars microscopically found in these rocks do not, however, exceed those in samples from other latite outcrops.

Augite latites. This group of rocks has been referred by G. Berg (1926) to the so called keratophyritic melaphyres („keratophyrische Melaphyre”), which he believes to be related to melanocratic trachytes.

Augite latites contain very few phenocrysts of plagioclase An_{30} — An_{56} and of diopside augite (Pl. XIII, 2). Augite ($c \wedge \gamma = 37$ — 42° , $2V_\gamma = 52$ — 54°) is marginally altered into light-brown hornblende ($c \wedge \gamma = 21^\circ$, $2V_\alpha = 83^\circ$) or uralite and biotite. The microcrystalline rock matrix is built of andesine An_{41} — An_{50} , less frequently of labradorite An_{51} — An_{55} with rims of oligoclase An_{20} , of alkali feldspars and quartz (Pl. XIII, 1). Pyroxenes are often replaced by ankerite and calcite.

Albitised augite latites occur west of the Stożek Wielki hill (Tabl. II, outcrop 43). The chemical and mineral composition of latites are given in Tabs. 21—22.

LAVAS AND TUFFOGENIC ROCKS OF RHYOLITIC COMPOSITION

The distribution of rhyolitic rocks within the Suche Mts. are shown in Table I. These rocks are developed in the pyroclastic facies practically throughout that area. True rhyolitic lavas are subordinate and they are confined to volcanic cycle I (Fig. 3). All the subsequent acid eruptions were attended by powerful explosions of rhyolitic magma which

supplied tuffs and ignimbrites. The tuffogenic rocks occur as an immense cover with maximum thickness up to 200 m. The earlier authors: G. Berg, E. Dathe, and E. Zimmermann have differentiated within this rock complex „slaglike” and massive varieties of quartz porphyries with subordinate layers of porphyritic tuffs. Block parting and almost complete absence of columnar joints is a feature in common to all these rocks.

Rhyolites. Rhyolitic lavas occur as two covers at Łomnica and Gluszyca Górna (Fig. 3). These are porphyritic brown-grey rocks (Pl. III, 2) with phenocrysts of orthoclase or sanidine, of albite An_0 , oligoclase An_{26} and smoky quartz. Originally the rhyolites also contained biotite which has nearly completely been altered into hematite. The microcrystalline rock matrix consists of albite, potassium feldspar and quartz. The chemical and mineral composition of the rhyolites and of the potassium feldspars separated from them are shown in Tables 13 and 14.

Vitric and crystal tuffs (volcanic cycles II and III). Nearly all these are intensely red or grey-brown, occasionally grey-greenish in colour. The massive varieties of tuffs are megascopically very much like sandstones or even porphyric lava, while porous tuffs are pumice-like. The pores and cavities in these tuffs are a result of the outwashing by circulating water of the softer rock particles as fragments of argillaceous shales and of kaolinised feldspars.

The chief components of tuffs consist of shards of devitrified rhyolitic glass and numerous crystal fragments of quartz, orthoclase (Fig. 15a—c), albite An_0 — An_{16} , less frequently of oligoclase An_{27} or andesine An_{34} (Pl. XIV, 1, 2; Pl. XV, 1, 2). Along with crystal pyrogenic particles there occur in tuffs minerals of allogenic origin such as microcline, cataclastic quartz, and hornblende. Moreover, these rocks contain rhyolitic lapilli and exotic rock material represented by generally albitised trachybasalts, latites, acid volcanic rocks, sandstones, quartzites, argillaceous and metamorphic shales, also crystalloblastic quartz-muscovite aggregates.

Table 23 contains 4 chemical analyses of various rhyolitic tuffs from the eastern part of Suche Mts. Analysis 59 represents strongly silicified tuff (Pl. XV, 1) from Dworki which is megascopically identical with rhyolitic lava of porphyritic structure (Fig. 4, outcrops 86, 87). E. Dathe (1910) regarded these rocks as porphyritic lavas piercing the trachybasalt cover.

Rhyolitic tuffs of volcanic cycle III from Śonov (Tabl. I, outcrop 104) resemble in petro-

graphic character the above mentioned pyroclastic rocks. These tuffs are built of fragments of sanidine, plagioclase $An_{22}-An_{34}$ and of recrystallized fragments of rhyolitic glass. The rock matrix here consists of cemented volcanic ashes.

Ignimbrites. Layers of these rocks rest directly on vitro-crystalloclastic tuffs (Tabl. II). They are mauve-grey to whitish in colour and contain minute phenocrysts of orthoclase and smoky quartz. Along with rhyolitic lapilli they contain small enclosures of yellowish latites with white contact rims. According to G. Berg (1926) and E. Dathe (1904, 1910) these rocks have been formed by the solidification of a subaerial outflow of porphyric magma („Oberer Quarzporphyr"). Actually some of these rock varieties, particularly the whitish ones, are not, even microscopically, distinguishable from true rhyolitic lava.

Crystal fragments of quartz, orthoclase, sometimes of albite, are enclosed in the spherulitic recrystallized groundmass consisting of glass particles of rhyolitic lava (Pl. XV, 2). Borders of the crystal fragments are coated by a glassy substance which interlocks with the glassy constituents of the groundmass. The glass shards are flattened and often plastically curved on the crystal fragments (Pl. XVI, 1, 2), simulating the eutaxitic textures of the true acid lavas.

Analogous rocks with the structural features of ignimbrites have been also encountered in quarries near Głuszyca Górna (Fig. 3, outcrops 72—74), also near Bartnica (Fig. 4, outcrop 75). All ignimbrites are characterized by strong potassium concentration and relative spacity of sodium (Tab. 23, anal. 56, 57). The mineral composition of ignimbrite from Kowalowa is given in Table 24.

CHEMICAL COMPOSITION AND CLASSIFICATION OF VOLCANIC ROCKS

The chemical composition variability of volcanites has been shown in a number of diagrams by the use of norm minerals C.I.P.W. The numeration of the projection points there corresponds with the numbers of chemical analyses quoted in Tables of the Polish text. For comparison the volcanic rocks of the Rotliegendes from the Cracow region (southern Poland) and the so called tholeiites from the Saar-Nahe area have been plotted in these diagrams (Tab. 30).

The quantitative ratio of the principal norm minerals in trachybasalts and latites is shown in Figs. 32—36. From Fig. 32 we see that the normative composition of trachybasalts is similar in all the three volcanic cycles. The only more important deviation is in cycle I where there is a considerable amount of rocks poorer in silica and richer in sodium as compared with their equivalents from the younger eruptions of cycles II and III (Figs. 32b, 33).

Trachybasalts and latites are rocks oversaturated by silica where sodium dominates over potassium (Figs. 33, 34). A slight deficit in silica is encountered only in one of the trachybasalts (Fig. 32b, pt. 3) expressed by olivine norm (Tab. 2, anal. 3). Actually, however, besides olivine this rocks contains small amounts of interstitial quartz (Tab. 3, anal. 3). The presence of bigger amounts of quartz norm in latites and certain trachybasalts is responsible for the fact that in K. Smulikowski's (1934) classification diagram (Fig. 35)

these rocks fit into the variability field of rhyobasalts and quartz basalts. In fact, the real participation of quartz in these rocks is less important, not exceeding 10 volume per cent. Hence, the real mineral composition of trachybasalts Nos. 39, 40 (field of rhyobasalts) is determined by its position at point 27 of the diagram, and that of latite No 54 at points 33 and 34 respectively. This divergence is due to the weaker saturation by silica of the femic minerals than it is in the case of true mafic minerals. The acceptance of the total amount of albite as a component of the plagioclase norm results in the occasionally higher acidity of this feldspar than is the acidity of the true plagioclase (Fig. 35b) whose composition on the whole corresponds with the basic andesine and labradorite. Hence, all the trachybasalt and latite projection points in the diagram should be somewhat shifted towards the alkali-feldspar corner, because the true alkali feldspars of these rocks contain important admixtures of isomorphous albite.

If what the real mineral composition is concerned, trachybasalts and latites represent intermediately basic rocks. According to W. E. Tröger's (1955) systematics of rocks they correspond to the mangeritic and monzonitic rock group. In spite of their black or dark colouration trachybasalts and latites are light rocks with a predominance of salic minerals over the femic ones (Fig. 36). Shand's „colour in-

dex" for these rocks is 27—42 and this fits into the leucocratic — mesotype rock group.

The Sudetic trachybasalts display numerous petrochemical analogies with the so called melaphyres and diabases of the Rotliegendes from the Cracow region and with the tholeiites of the Saar-Nahe area (see Figs. 32—36) described by D. Jung (1958).

In their chemical and mineral composition the acid volcanic rocks of the Suche Mts. correspond to rhyolites (Figs. 33, 35). The great abundance of potassium, particularly in ignimbrites (up to 8.3 K₂O per cent) is a feature in common to all these rocks. The primary mineral composition of rhyolites corresponded with that of the ordinary rhyolites rather than of the alkali rhyolites. The alkalinity of these rocks probably increased in result of processes of the secondary albitization of plagioclases.

OPTICAL CHARACTERISTICS OF FELDSPARS

The writer's studies of feldspar optics consisted in measurements of their optical orientation and of the 2*V* axial angle by means of the U-stage methods.

The optical axial angles were measured conoscopically, with an accuracy of \pm one degree. In some alkali feldspars the refraction indices were determined with an accuracy of \pm 0.001—0.002.

Plagioclases. The plagioclases of trachybasalts, latites and rhyolites display an optical orientation that is intermediate between high- and low-temperature forms. In the stereograms of G. van der Kaaden, A. S. Marfunin, C. Burri and G. Gottardi (Figs. 17, 18, 21, 22) the crystallographic direction points are grouped between the high- and low-temperature curves. On A. N. Zavaricki's stereogram (Fig. 19) the projection points fit into the high-temperature curves, though this does not by any means suggest high-temperature optics of these feldspars. Actually, Zavaricki's migration curves (1958) express an intermediate thermic stage between high- and low-temperature plagioclases. Their course deviates distinctly from the corresponding high-temperature curves (Fig. 19a, b) of van der Kaaden or of Marfunin. Zavaricki's curves were calibrated on the basis of constant optics of synthetic high-temperature plagioclases of Tertsch which, in C. Burri's opinion (1956a, b) did not attain high-temperature optics but only an intermediate thermic stage because of not being adequately heated. The transitional optics of the investigated plagioclases are also indicated by the value of their optic axial 2*V* angles, shown in Fig. 23. Our interpretation

should not be affected by the presence in the diagram of anorthite of the glass-rich trachybasalts from Sonov, since the effect of the order-degree of the Ca atoms on the optics of high-temperature anorthite is not yet adequately known. In anorthite structures the Si and Al atoms are always ordered regardless of the crystallization temperature (F. Laves 1960).

Plagioclases, especially those of trachybasalts, display a complex twin structure with the predominance of Carlsbad-albite complex twins („Roc Tourné") in combination with pericline (accline) twins. The Manebach-, Baveno-, Ala A and Ala-B-complex twins are far less frequent (Figs. 24, 25). The absence in plagioclases — with a lower than 60 per cent anorthite content — of the Ala-B-albite complex twins and of the Ala A twins is a characteristic feature.

Alkali feldspars. The optical properties of the here investigated alkali feldspars are collectively shown in Table 27.

The potassium feldspars of trachybasalts and latites form optically homogenous and crystallographically oriented overgrowths on plagioclase laths (Fig. 8), while single individuals, enclosed in interstitial quartz are less frequent. In their optical orientation they correspond to orthoclases with a variable optic axial 2*V* angle, always in the axial plane perpendicular to (010). Twin structure in these feldspars is rare. In single feldspar laths there occur solely simple Manebach twins (Fig. 13c) occasionally also 3-twins or even 4-twins. The rims on potassium feldspars are often twinned analogously with the plagioclases they enclose. If so, the composition plane is in common for the two feldspars (Fig. 24h).

The potassium feldspars from rhyolites and from their pyroclastic correspondents have the optic properties of orthoclase, or rather of „low sanidine". The optic axial plane is always perpendicular to (010). In feldspars from rhyolites and tuffs of volcanic cycles I and II, the twinning is mostly after the Manebach law, simple, 3-twins or 4-twins. Carlsbad- or Baveno-twinning is rarer (Pl. III, 2; Fig. 26).

In their optical properties most of the alkali feldspars do not agree with the high-temperature forms. J. Ansilewski's classification diagram (Fig. 28) shows that only some potassium feldspars from rhyolites might possibly be regarded as disordered high-temperature forms (sanidines) (Ansilewski's χ structures, 1959).

Anorthoclase from latites is doubtless a high-temperature modification of alkali feldspar. The phenocrysts (Pl. XI, 1; pl. XII, 1, 2) as well as the rims (Figs. 13a, b, 14) of feldspar often

display discontinuous zoning. The refraction indices very close to pure albite (Tab. 27) indicate a high albite molecule content, representing 80 or even more weight per cent, since in some of them the n_{β} and n_{γ} refraction indices are higher than the refraction index of Canada balsam (Fig. 27). In the diagram on Fig. 28, this feldspar occurs in the variability field of feldspars with disordered structures (Ansilewski's χ structures).

It is noteworthy that anorthoclase with high-temperature optics occurs simultaneously with andesine whose optics are transitional between the high- and low-temperature type. The formation of this anorthoclase took place, at least partly, during the crystallization phase of andesine. This is reasonably suggested by the cores and rims of anorthoclase observed in some andesines (Fig. 13a).

Metasomatic albites. Secondary albites derived from various plagioclase members are characterized by specific optical properties. The optic sign of these feldspars is mostly negative, grading from the neutral to the poorly positive. The smallest optic axial $2V_{\alpha}$ angle = 78.5° is in albite An_0 formed by latite from oligoclases with a primary composition of $An_{21} - An_{27}$.

In the variation diagram of axial $2V$ angles (Fig. 23), albites are grouped between the axial angle curves for low- and high-temperature albites. The optical orientation of albites is not, on the whole, that of extremely low-temperature. The value of the extinction angle $\alpha' \Lambda (010)$ in sections $\perp [100]$ varies, ranging from $(-)$ 15 to $(-)$ 19° .

Phenocrysts of albite An_0 from rhyolites and rhyolitic tuffs (Figs. 17, 18, 21, 23) likewise have a negative optic sign and transitional optic orientation. Hence, the primary nature of these feldspars does not seem reliably certain, especially because albite in rhyolites is occasionally associated with fresh oligoclase An_{26} .

Optically negative albites, showing transitional optics have been described by A. Glauser (1959) from the granitic porphyries of Schwarzwald and the sandstones of Taveyannaz in the Alps ($2V_{\alpha} = 83-86^{\circ}$). Similar albites have been observed by V. I. Lebedinsky (1962) in diabasic sill of the Crimea. The albites in these rocks whose composition is $An_0 - An_{11}$ are a product of the metasomatic albitisation of basic plagioclases $An_{38} - An_{100}$. The axial $2V_{\alpha}$ angle in these feldspars is $79-88^{\circ}$.

SECONDARY ALTERATIONS OF VOLCANIC ROCKS

Trachybasalts and latites have undergone strong metasomatic alterations brought about by active post-eruptive emanations. These were autometasomatic processes which H. Dziezicowa (1956—1958) claims to consist in the albitisation of plagioclases and various transformations of pyroxenes and olivines.

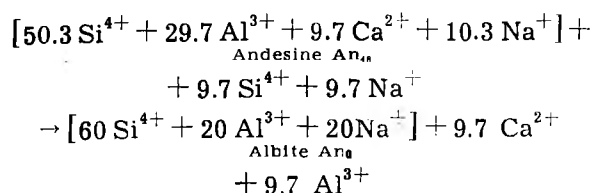
Albitization of plagioclases. Processes of albitization developed with varying intensity practically in every lava cover or lava flow. Simultaneously with but partly albitised volcanic covers, the occurrence has been noted in the central part of the Suche Mts. of major, completely albitised anorthoclase-latite covers (Tabl. II). Very strong metasomatic transformations also affected the trachybasalt flows from Świerki (Figs. 4—6). The upper parts of the lava flows there yielded to nearly complete albitisation; only a few relicts of trachybasalts with unaltered plagioclases are locally preserved. On the other hand, only local expressions of alkali metasomatism are traceable in the deepest outcrops.

The connection of the albitization of trachybasalts and the trend of an irregular cleft healed by coarse-grained calcite and hematite, is readily discernible in the quarry at Rybni-

ca Leśna (Tabl. II). The middle of the cleft is filled in by a fine-grained trachybasalt breccia. In the immediate proximity of the cleft, dark grey trachybasalts are bleached to a light-pink colour and albitized within a distance of 1.5 metres. The parting planes of these rocks are covered by a reddish-hematite film. The albitised rocks here are the same in structure and texture as their unaltered equivalents. The andesine and labradorite relicts preserved in the albites of altered rocks agree in composition with the plagioclases of the adjacent unaltered rocks.

During the initial stages of albitisation plagioclases become perthite-like (Pl. VIII, 1). They are pervaded by a system of stains and veinlets of albite. In the more strongly albitised plagioclases structures of this kind merge together as bays, diagrammatically shown in Fig. 29. Secondary albite always displays crystallographical coincidence with the basic relicts of plagioclases. It inherits the twin laws after primary andesines and labradorites. The twin axes and planes of the two mutually intergrowing feldspars are in common (see Fig. 29 b—d). All these facts reasonably suggest that the laths of plagioclases, in spite of car-

dinal modifications in chemical composition, did not change their pre-existing morphological features. Hence, the process of the albitisation of feldspars fundamentally consisted in the supply to their structures of cations of sodium and of silicon to replace the liberated cations of calcium, partly also of aluminium. Without doubt the transformation e. g. of andesine An_{48} in to albite An_0 called for the following exchange of cations:



Calcium liberated from plagioclases united with CO_2 into calcite, while aluminium was bound in chlorite structures. The above given equation indicates that albitised rocks should be richer in Na_2O and SiO_2 than are their unaltered equivalents, particularly since plagioclase is their main rockforming constituent. It is seen, however, that on the whole albitised trachybasalts are not richer in sodium and silicon than their unaltered equivalents (comp. Tabs. 4, 8, 9, 12, 20, 21, 25 and Fig. 10). On the contrary, even some of the strongly decalcified rocks contain less sodium than to the unaltered co-existing trachybasalts (comp. anal. 23 and 25 in Tab. 8).

Tables 28 and 29 show T. W. F. Barth's cation composition of O_{160} standard cells calculated on the chemical composition of fresh and altered trachybasalts and latites. The cation composition is arranged according to the decreasing anorthite content in plagioclase norm of the corresponding rock groups. The variation of the chief cations of Na^+ , Ca^{2+} and C^{4+} in the standard cells are also presented in diagrams of Figs. 30 and 31. The Al^{3+} and Si^{4+} cations have been disregarded since they do not display any essential dependence.

A considerable increase in the sodium concentration is noted only in the altered trachybasalts from the quarry at Głuszyca Górna (Tab. 17, also compare diagram in Fig. 12). This feature disappears, however, in trachybasalts showing strongest albitisation (Fig. 31, anal. 44, 46) due to alterations of albitised sub-

sequent to albitisation, such as chloritisation, sericitisation, kaolinitisation, carbonatisation. The same causes are probably responsible for the lack of distinct mutual interdependence of cations of Na^+ , Ca^{2+} , Al^{3+} and Si^{4+} in the other rocks shown in Figs. 30 and 31. Nevertheless it is not excluded that initially these rocks displayed stronger chemical differentiation than the trachybasalts from Głuszyca Górna.

The decalcification of trachybasalts from Głuszyca and Świerki were referred by L. Milch and G. Alaschewski (1925) to weathering. Albitisation of feldspar has not been observed by them in these rocks since they considered the decalcification of plagioclases and pyroxenes as a result of their chloritisation (comp. Tab. 10, 18).

Autohydrothermal metasomatic transformations have likewise led to nearly complete albitisation of plagioclases in the anorthoclase latites (Tabl. II). The striking feature in these rocks is the extremely low carbonate content (Tab. 20) indicating that calcium had been removed by the intermediary of hydrothermal solutions.

The potassium feldspars of trachybasalts and latites had much less readily yielded to sodium metasomatism. Distinct processes of secondary perthitisation of these feldspars manifested themselves only in some trachybasalts.

Transformations of mafic minerals. Olivines have been almost completely transformed into serpentine (antigorite), into carbonate- and hematite-bearing aggregates of chlorite, or into iddingsite. Unaltered olivine has been preserved only in some trachybasalts. Uralite is a common product of the transformations of augite and pigeonites. Its fibrous crystals in pseudomorphs are arranged parallel to the basic cleavage (001) of pyroxenes (Fig. 2), biotite (Fig. 9) or riebeckite are later products of the transformation of uralite.

Riebeckite is generally associated with calcareous epidote formed because of the alkalisation of pre-existing amphiboles. Epidote grains are often overgrown by fibrils of riebeckite. The rod aggregates of this mineral also occur in interstitial quartz, occasionally filling in the veinlets in olivine phenocrysts (Nowakowski 1957). The origin of riebeckite in trachybasalts was connected with the intensification in these rocks of albitisation phenomena.

EVOLUTION OF MAGMA

Several volcanic centres were active in the Suche Mts. during the three successive development stages of volcanism. Trachybasalt and

latite lavas as well as rhyolitic pyroclastic material was rhythmically supplied by them. True rhyolitic lava flows occurred on a minor scale

only during volcanic cycle I. Volcanic activity varied in the individual stages. In cycle I there was a predominance of trachybasalt effusions which terminated in a minor effusion of rhyolitic magma. Volcanic activity was strongest during cycle II. After some smaller effusions of trachybasalts and synchronous eruptions of latites there occurred some powerful explosions of rhyolitic magmas. During cycle III there was a notable decrease in volcanic activity. Three effusions of trachybasalts, followed by a relatively weak explosion of rhyolitic tuffs, occurred only in the east of the area under consideration.

The Permian volcanism in the Intrasudetic basin is characterized by a cyclic re-occurrence of the effusions of trachybasaltic and rhyolitic magmas, with similar chemical proper-

ties. Moreover, there is a notable lack of petrographic variations of the lavas from the particular volcanic cycles. Cycle II is the only one during which there were flows of latite lava in addition to flows of trachybasalt lava.

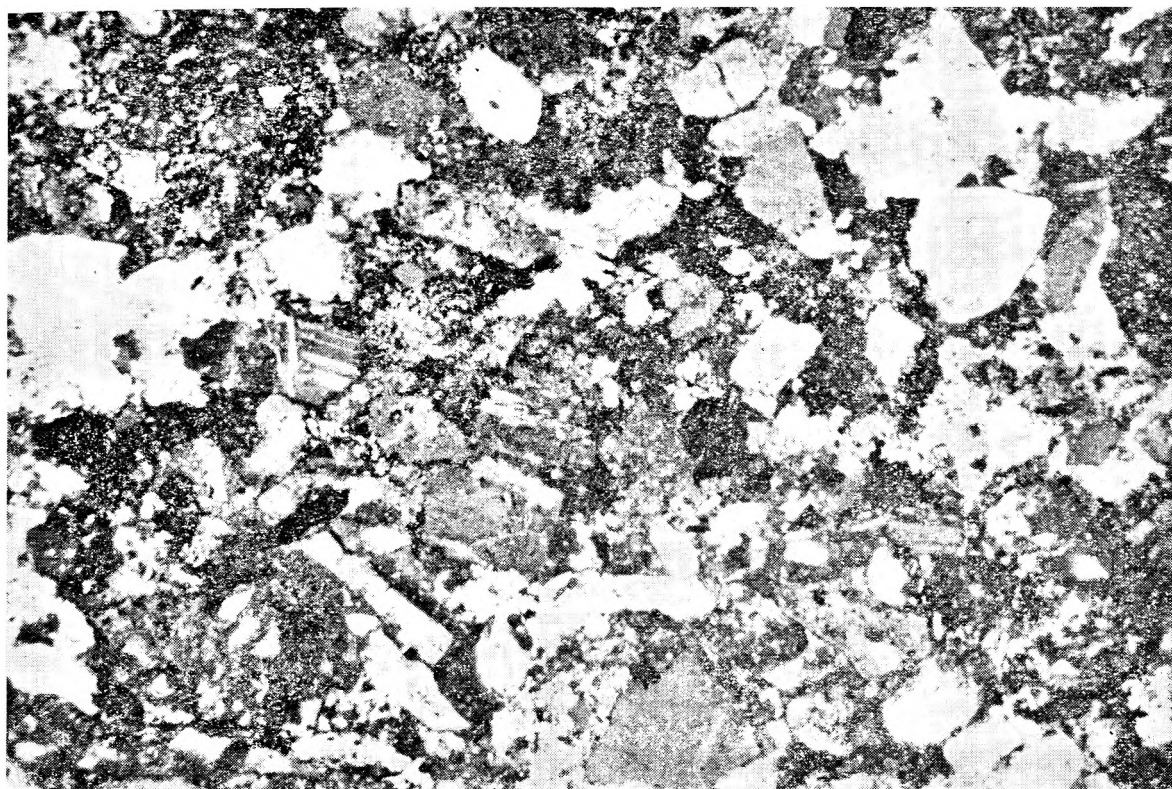
In the diagram of Jung & Brousse (Fig. 37) lavas and their tuffogenic equivalents occur as two separate rock groups without any mutual gradations, i. e. the trachybasalt and latite group and the tuffs and rhyolitic lava group. The two types of magma are probably products of the differentiation of hybrid magma due to abyssal sialisation of subcrustal basaltic magma. Its differentiation was most likely caused by the great amounts of gaseous components which separated it in the magma chambers into two main fractions, the trachybasaltic and the rhyolitic.

Department of Petrology
The Warsaw University
Warszawa, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, September 1965

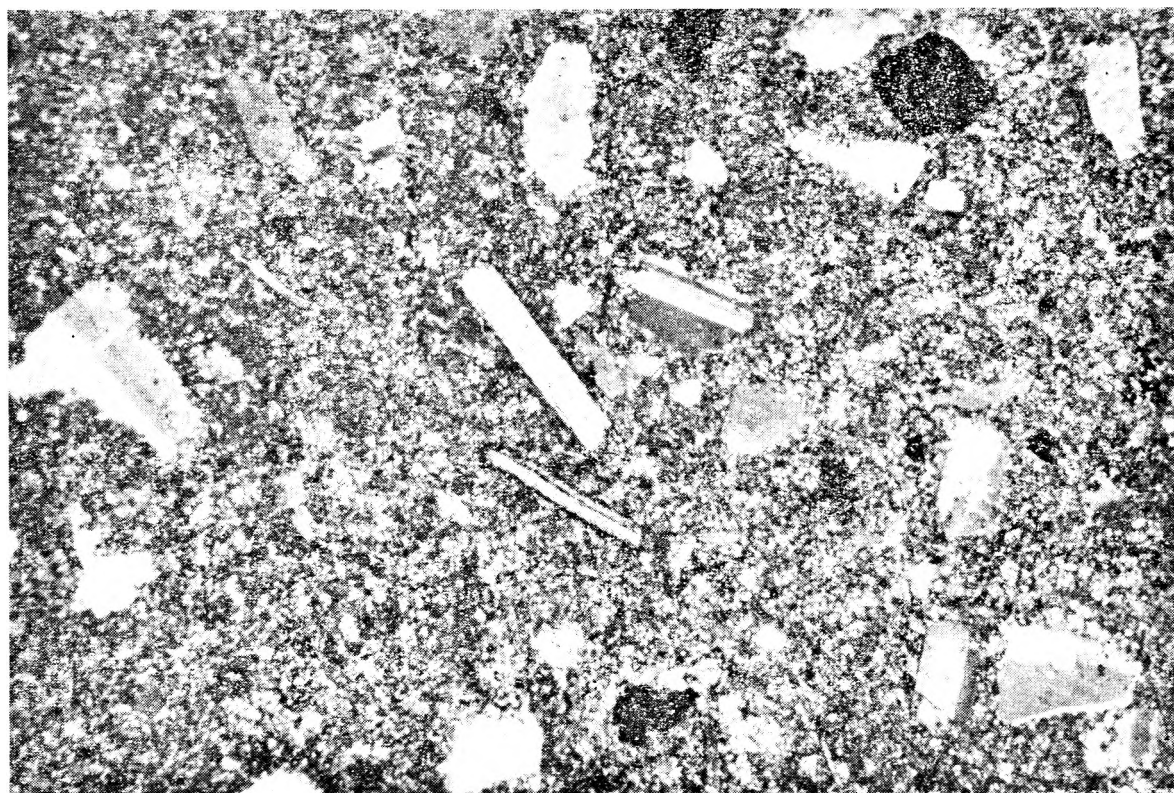
PLANSZA I

PLATE I

- Fot. 1. Krystaloklasty plagioklazu w tuficie ze środkowego czerwonego spagowca w Łomnicy. Nikole skrzyżowane. Pow. 83 ×
Fragments of plagioclase crystals in tuffite from the Middle Rotliegendes in Łomnica. Crossed nicols. Magn. 83 ×
- Fot. 2. Krystaloklasty plagioklazu i biotyту w tuficie wapiennym ze środkowego czerwonego spagowca w Łomnicy. Nikole skrzyżowane. Pow. 102 ×
Crystal fragments of plagioclase and biotite in calcareous tuffite from the Middle Rotliegendes on Łomnica. Crossed nicols. Magn. 102 ×



Fot. 1



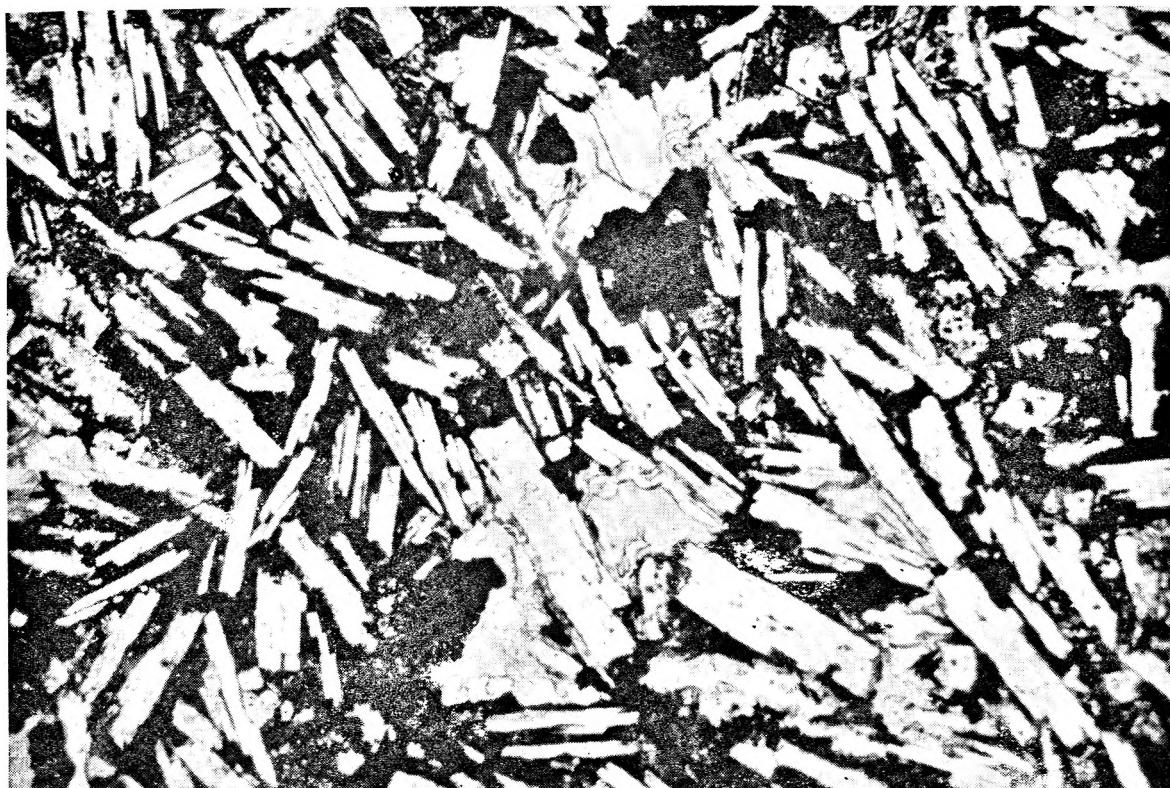
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

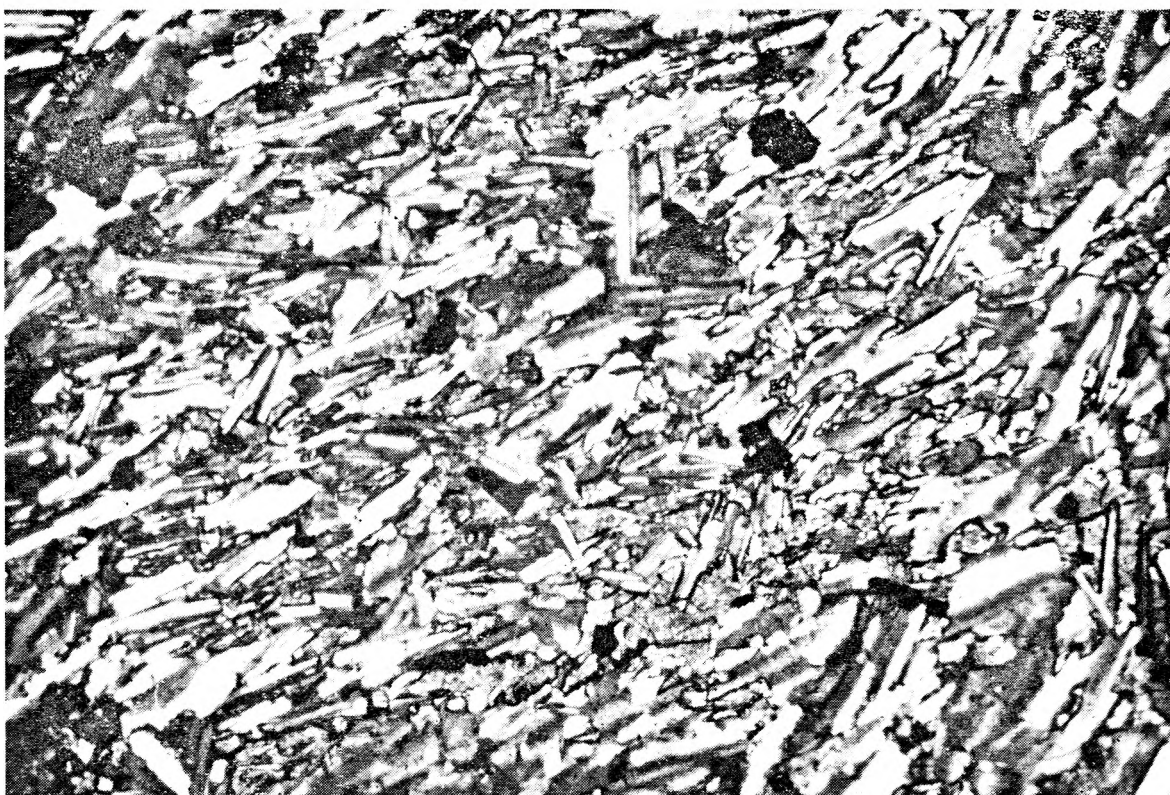
PLANSZA II

PLATE II

- Fot. 1.** Trachybazalt augitowy z Unisławia Śl. Bez analizatora. Pow. 86 ×
Augitic trachybasalt from Unisław Śl. One nicol. Magn. 86 ×
- Fot. 2.** Trachybazalt augitowy o strukturze ofitowej ze Starego Lesieńca. Nikole skrzyżowane. Pow. 105 ×
Augitic trachybasalt with ophitic texture from Stary Lesieniec. Crossed nicols. Magn. 105 ×



Fot. 1



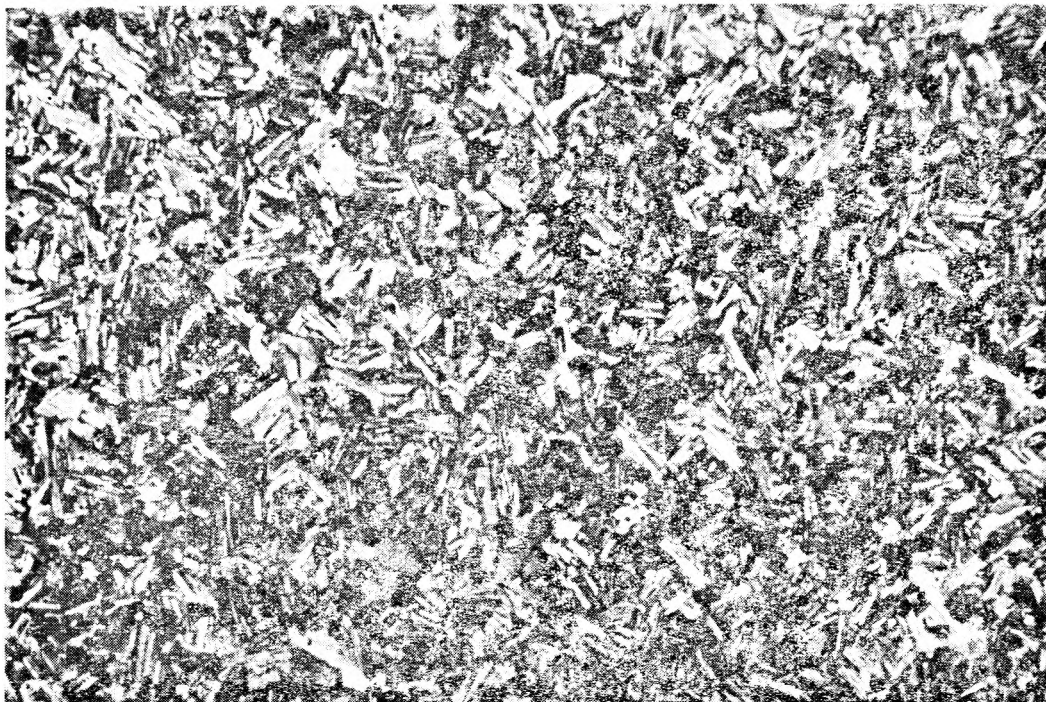
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

PLANSZA III

PLATE III

- Fot. 1. Trachybazalt augitowy z Łomnicy. Nikole skrzyżowane. Pow. 15 ×
Augitic trachybasalt from Łomnica. Crossed nicols. Magn. 15 ×
- Fot. 2. Porfirowy ryolit alkaliczny z fenokryształami sanidynu, albitu i kwarcu z Łomnicy. Nikole skrzyżowane Pow. 9 ×
Porphyritic alkaline rhyolite with phenocrysts of sanidine, albite and quartz from Łomnica. Crossed nicols. Magn. 9 ×



Fot. 1



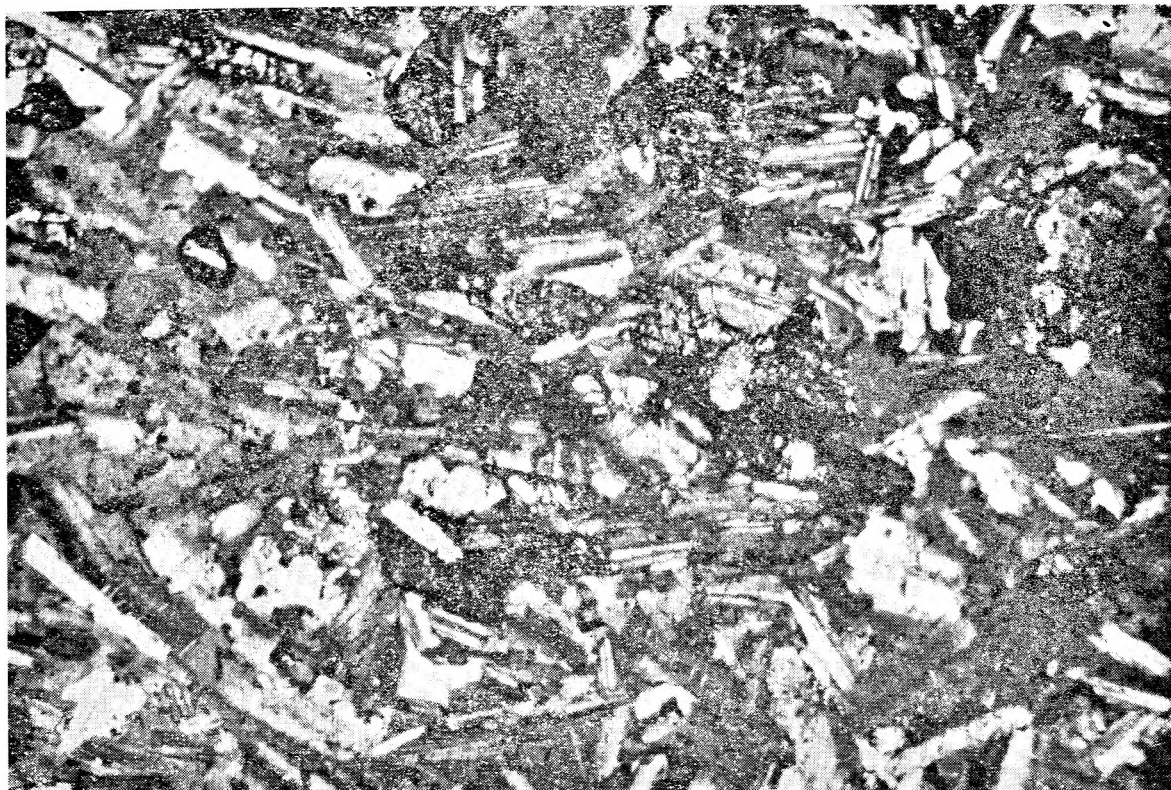
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gor Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

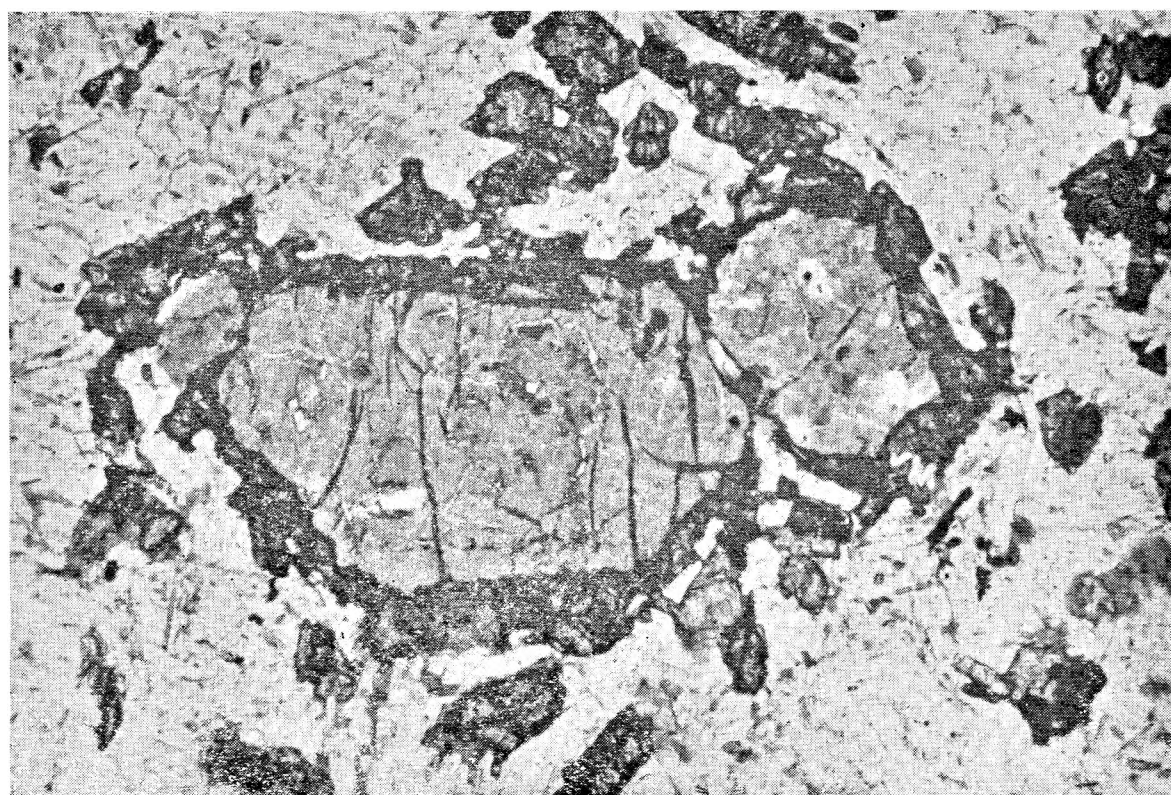
PLANSZA IV

PLATE IV

- Fot. 1. Trachybazalt augitowy z Rybnicy Leśnej. Nikole skrzyżowane. Pow. 85 ×
Augitic trachybasalt from Rybnica Leśna. Crossed nicols. Magn. 85 ×
- Fot. 2. Pseudomorfoza serpentynowa po oliwinie otoczona obwódką augitu w trachybazalcie z Rybnicy Leśnej. Bez analizatora. Pow. 87 ×
Serpentine pseudomorph after olivine with augite rim in trachybasalt from Rybnica Leśna. One nicol. Magn. 87 ×



Fot. 1



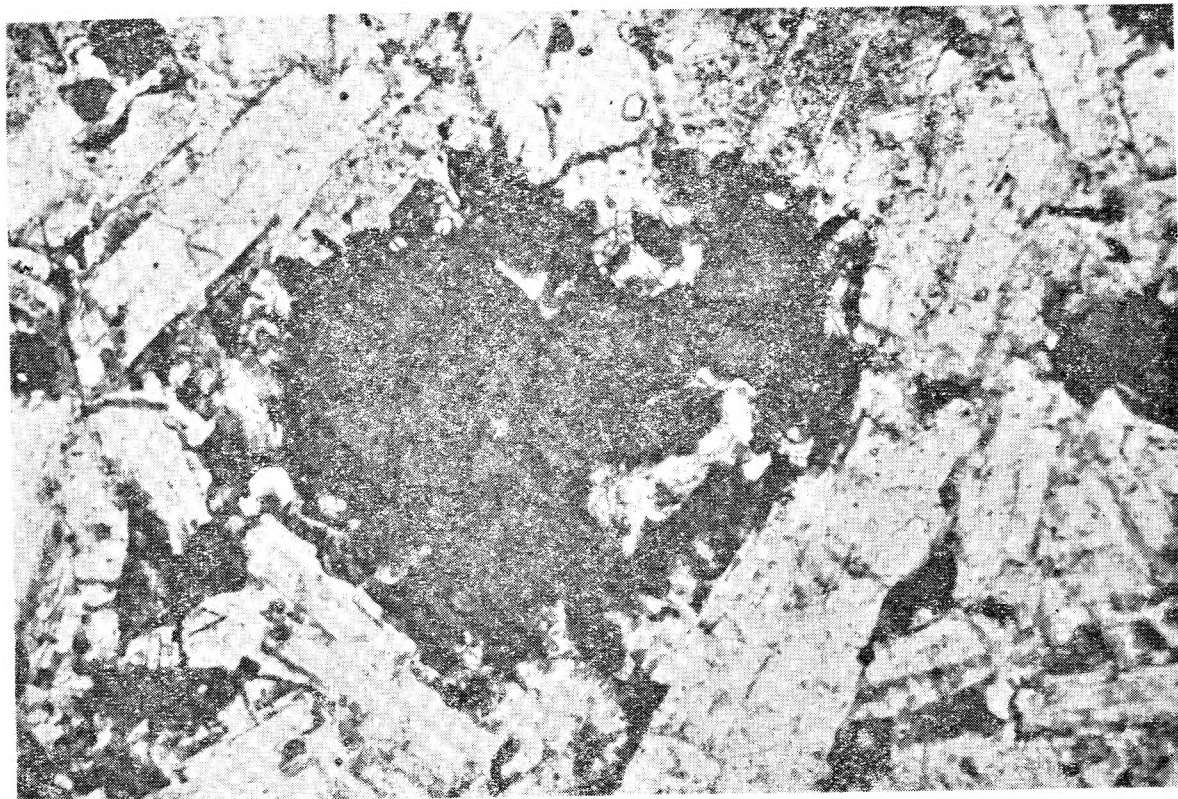
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

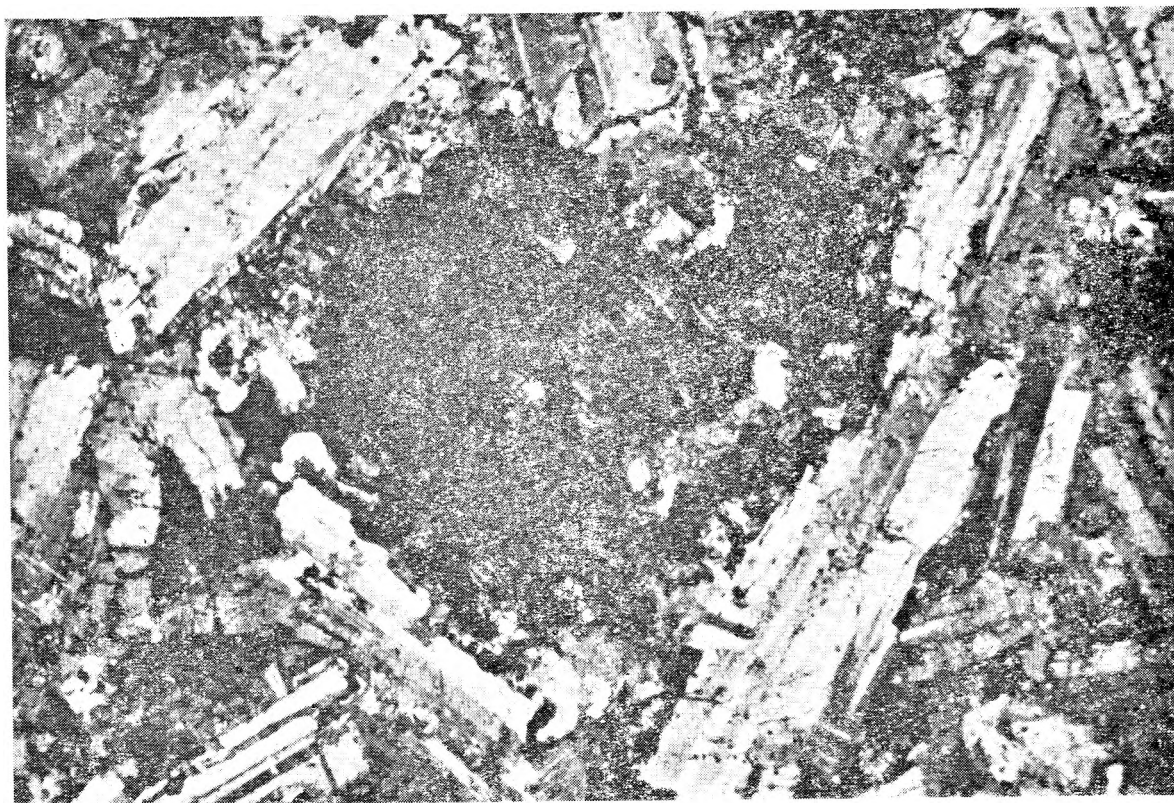
PLANSZA V

PLATE V

- Fot. 1. Pseudomorfoza chlorytowa po oliwinie w trachybazalcie augitowym z Łomnicy. Bez analizatora. Pow 87 ×
Chlorite pseudomorph after olivine in augitic trachybasalt from Łomnica.
One Nicol. Magn. 87 ×
- Fot. 2. Jak wyżej. Nikole skrzyżowane
Ditto. Crossed nicols



Fot. 1



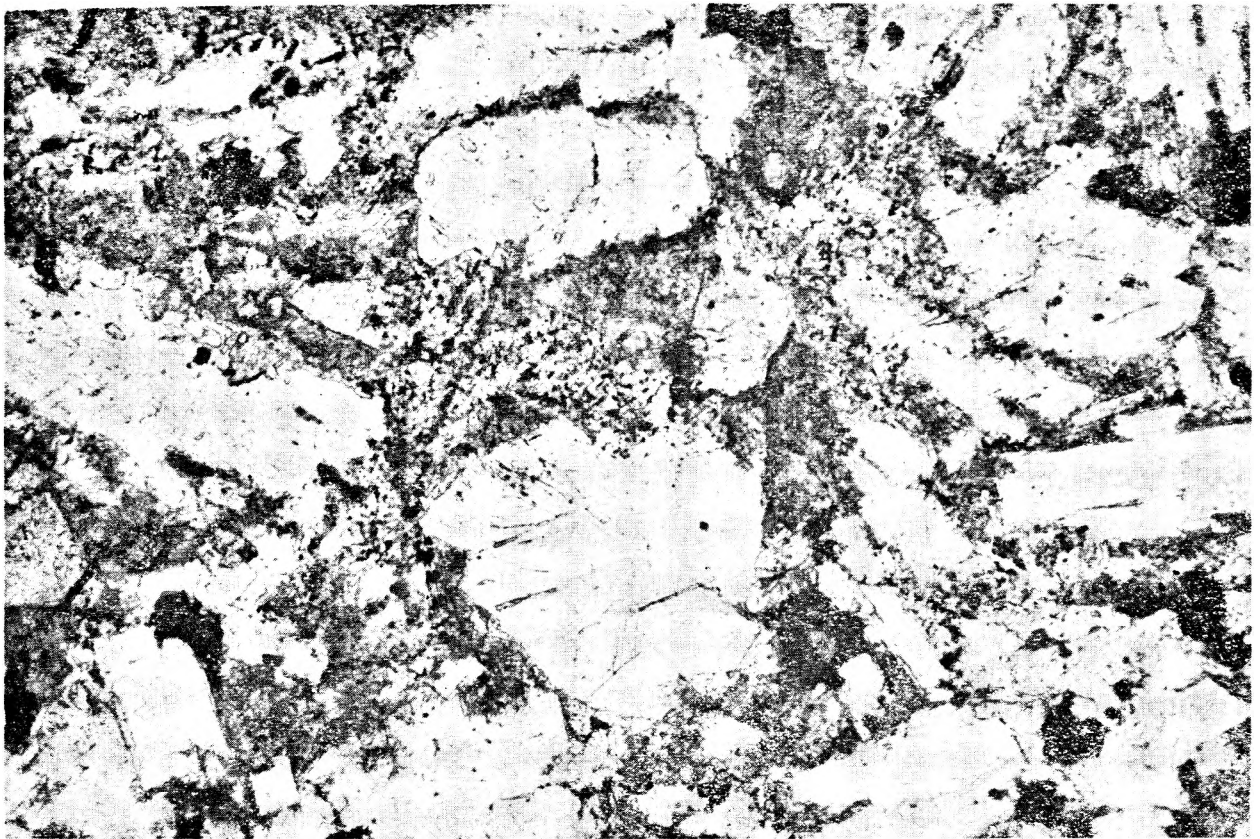
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

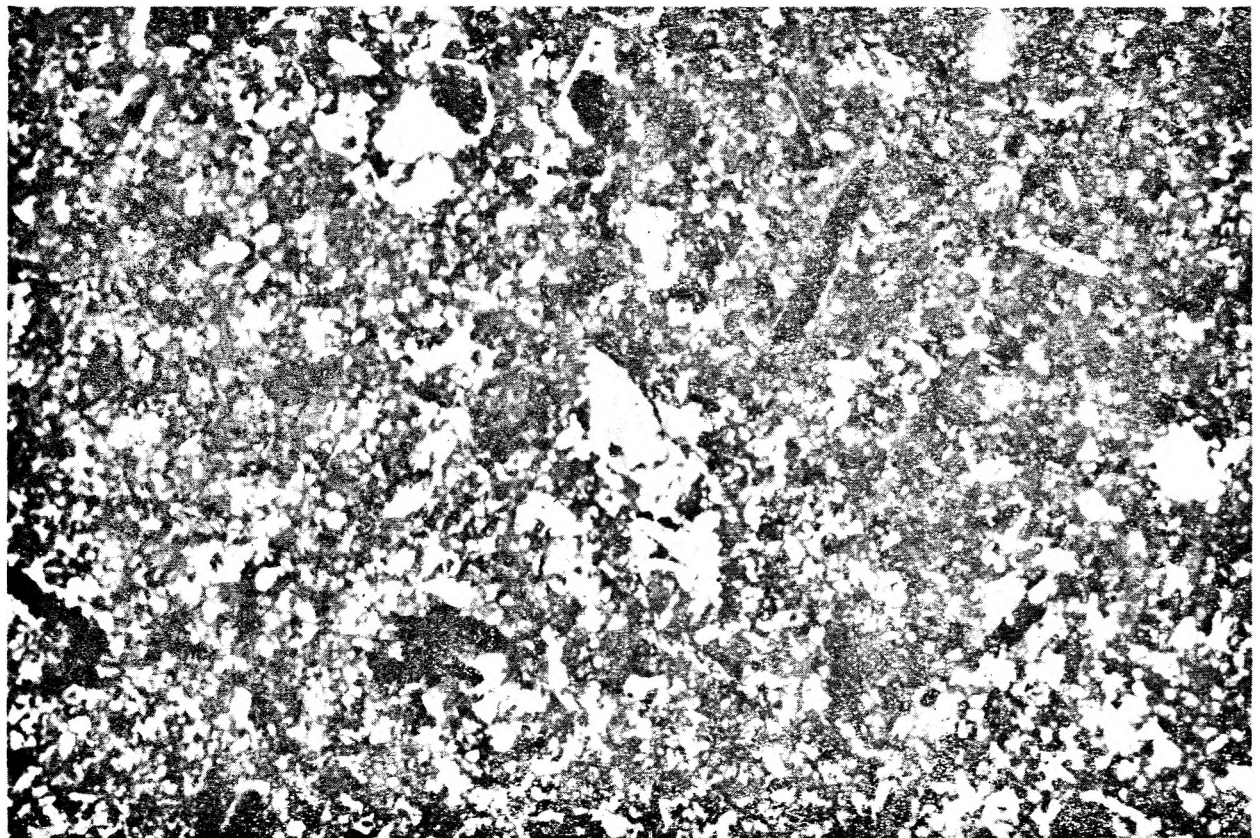
PLANSZA VI

PLATE VI

- Fot. 1. Trachybazalt intersertalny z „Grzędy” w Łomnicy. Bez analizatora. Pow. 78 ×
Intersertal trachybasalt from „Grzęda” at Łomnica. One nicol. Magn. 78 ×
- Fot. 2. Przeobrażony hydrotermalnie tufit ze stropu trachybazaltów augitowych w Świerkach. Nikole skrzyżowane. Pow. 90 ×
Hydrothermally altered tuffite overlying augitic trachybasalts in Świerki. Crossed nicols. Magn 90 ×



Fot. 1



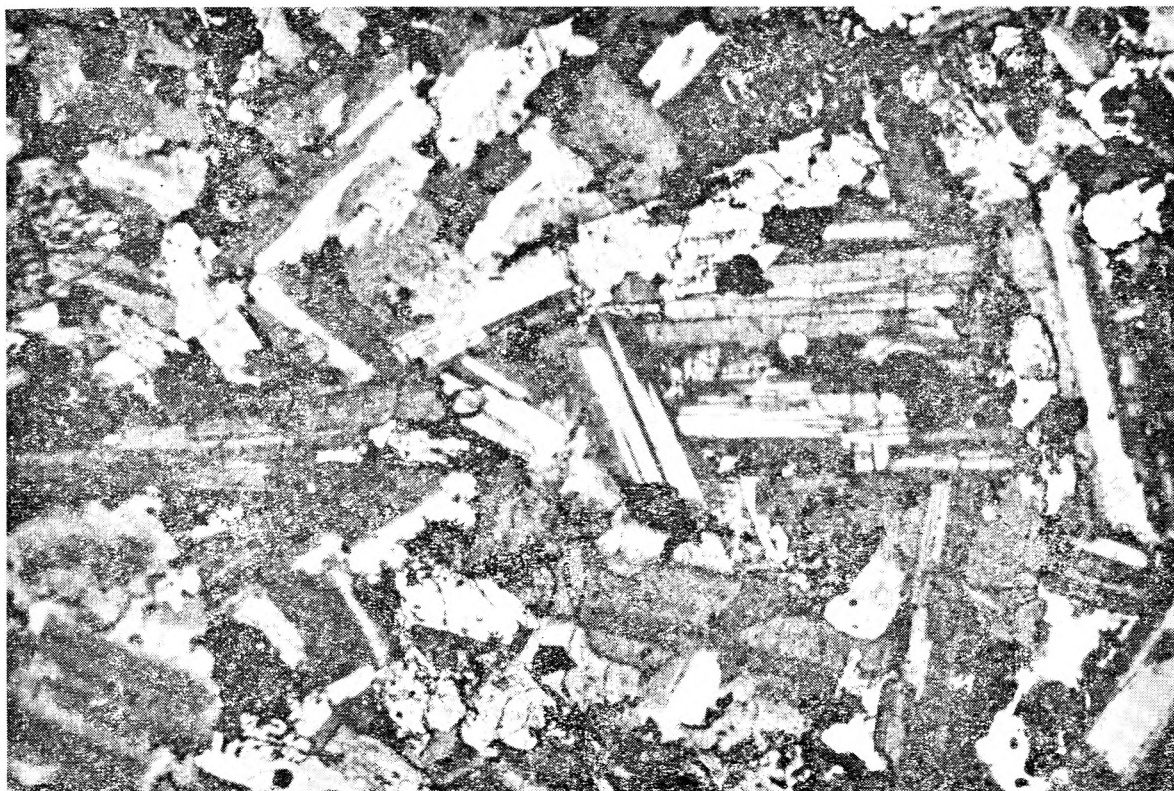
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

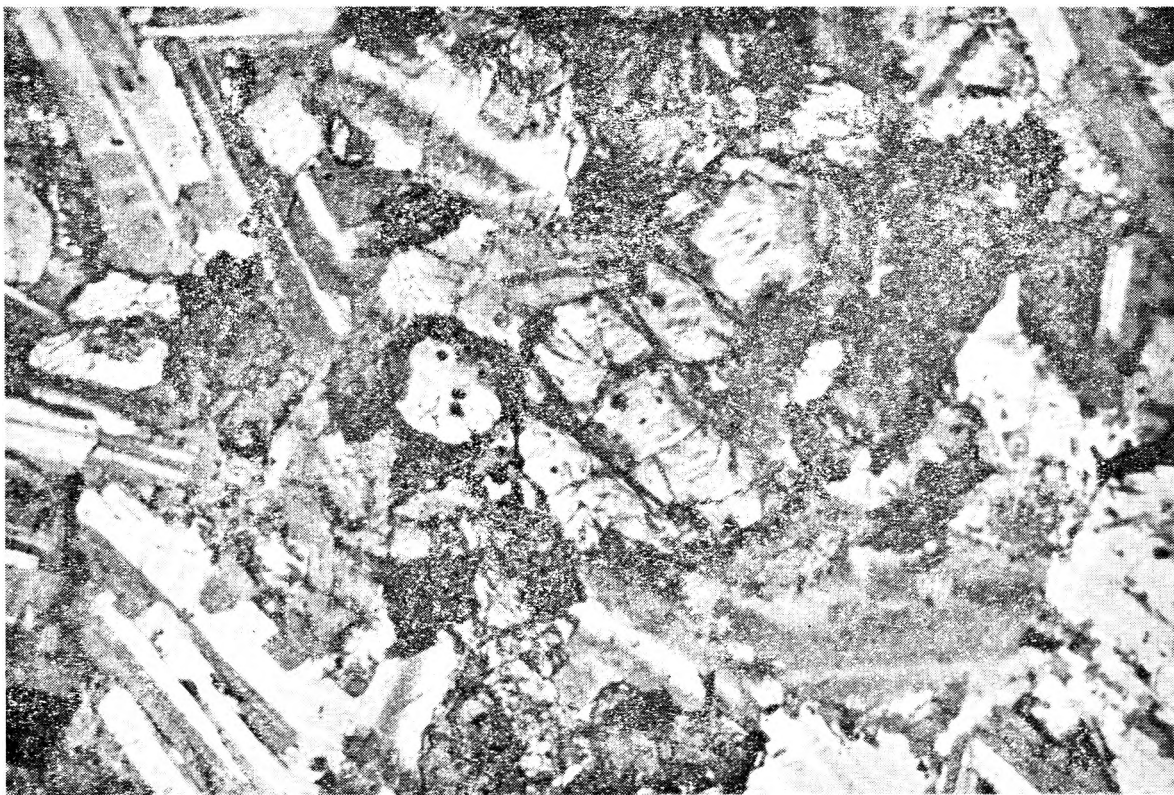
PLANSZA VII

PLATE VII

- Fot. 1. Trachybazalt augitowy z najgłębszej partii północnego kamieniołomu w Świerkach. Nikole skrzyżowane. Pow. 100 ×
Augitic trachybasalt from the deepest part of the northern quarry at Świerki. Crossed nicols. Magn. 100 ×
- Fot. 2. Pseudomorfoza iddingsytowa po oliwinie w trachybazalcie augitowym ze Świerków. Nikole skrzyżowane. Pow. 104 ×
Iddingsite pseudomorph after olivine in augitic trachybasalt from Świerki. Crossed nicols. Magn. 104 ×



Fot. 1



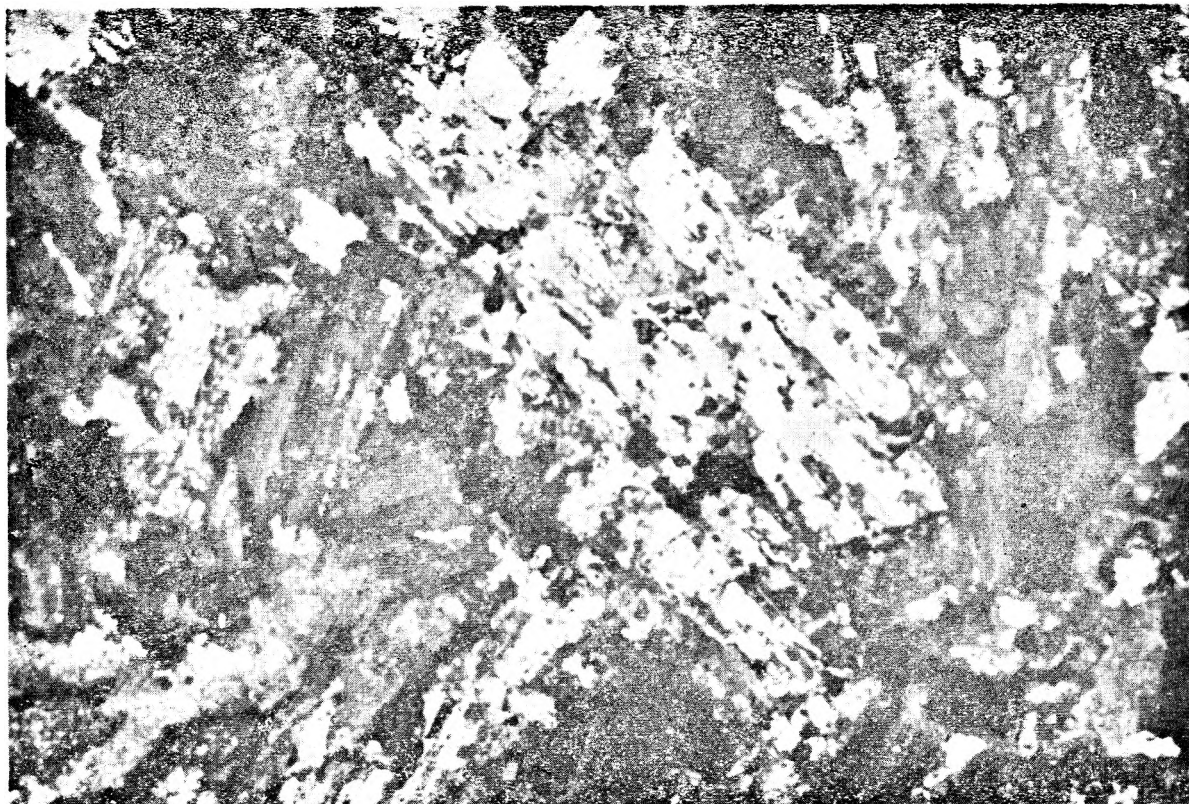
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

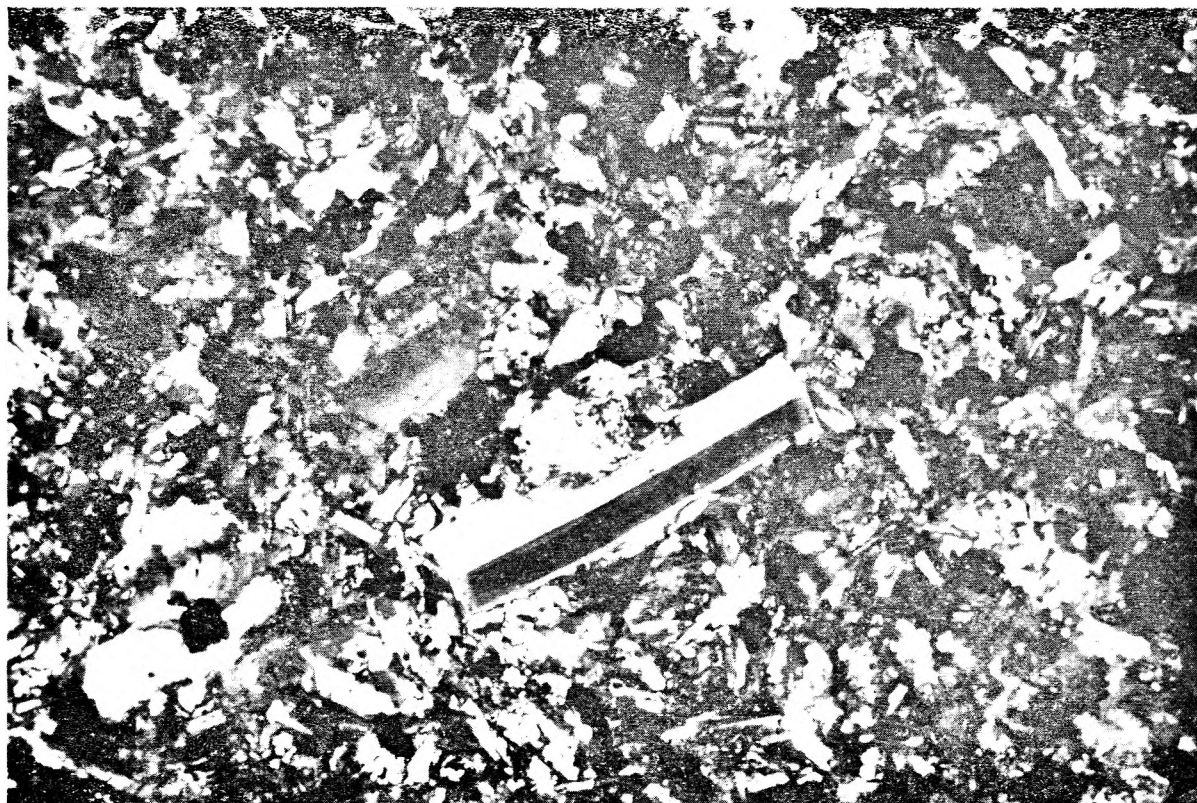
PLANSZA VIII

PLATE VIII

- Fot. 1. Zalbityzowany trachybazalt ze stropowych partii potoku lawowego w Świerkach. Nikole skrzyżowane. Pow. 101 ×
Albitized trachybasalt from the top of lava flow in Świerki. Crossed nicols. Magn. 101 ×
- Fot. 2. Porfirowy trachybazalt augitowy z kamieniołomu w Borównie. Nikole skrzyżowane. Pow. 92 ×
Porphyritic augite trachybasalt from the quarry at Borówno. Crossed nicols. Magn. 92 ×



Fot. 1



Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

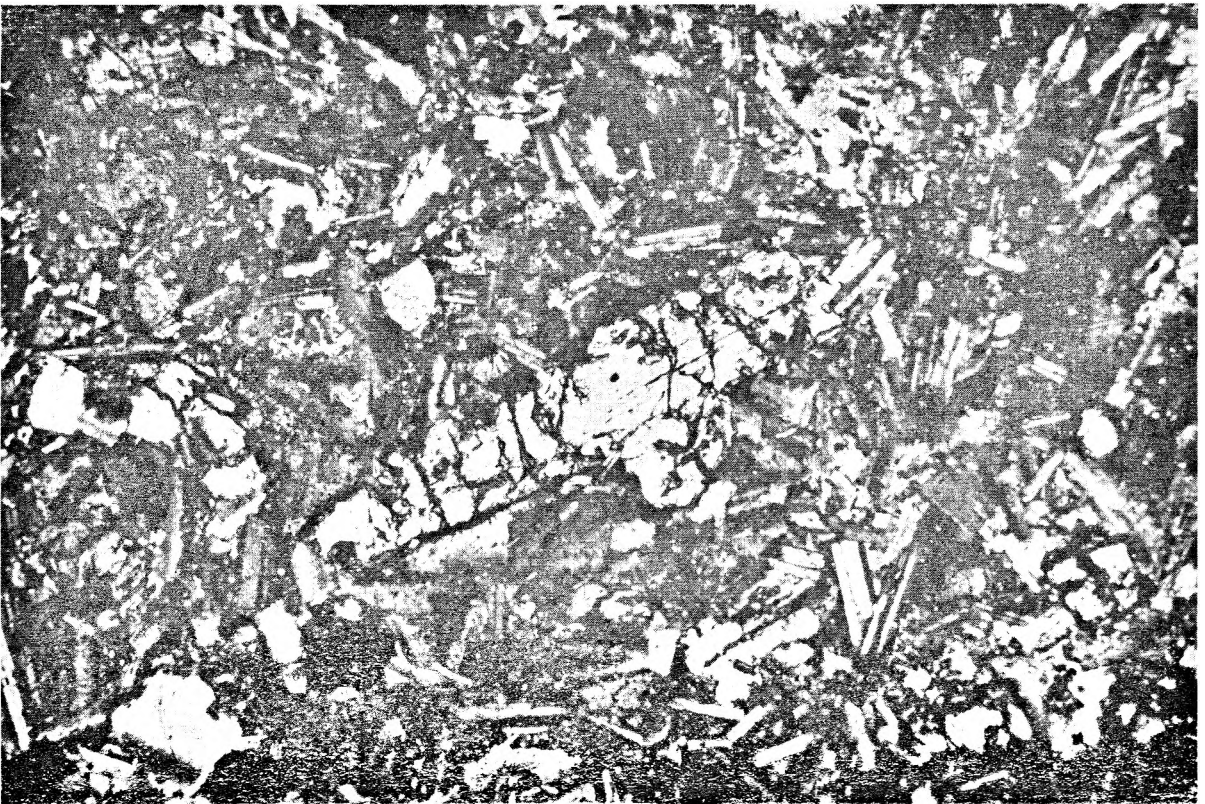
PLANSZA IX

PLATE IX

- Fot. 1. Trachybazalt hiperstenowo-augitowy z Krajanowa. Nikole skrzyżowane.
Pow. 92 ×
Hypersthene-augite trachybasalt from Krajanów. Crossed nicols. Magn. 92 ×
- Fot. 2. Słupek hiperstenu w trachybazalcie z Krajanowa. Nikole skrzyżowane.
Pow. 86 ×
Hypersthene prism in trachybasalt from Krajanów. Crossed nicols. Magn.
86 ×



Fot. 1



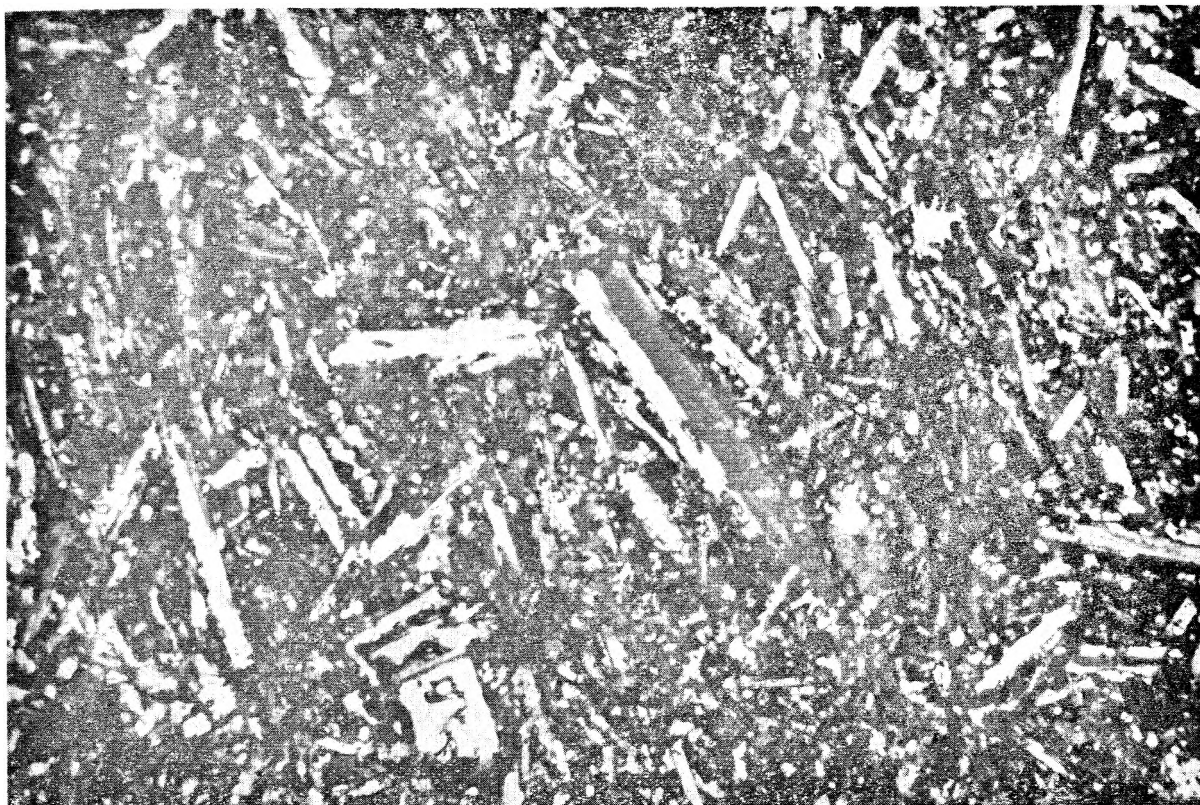
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

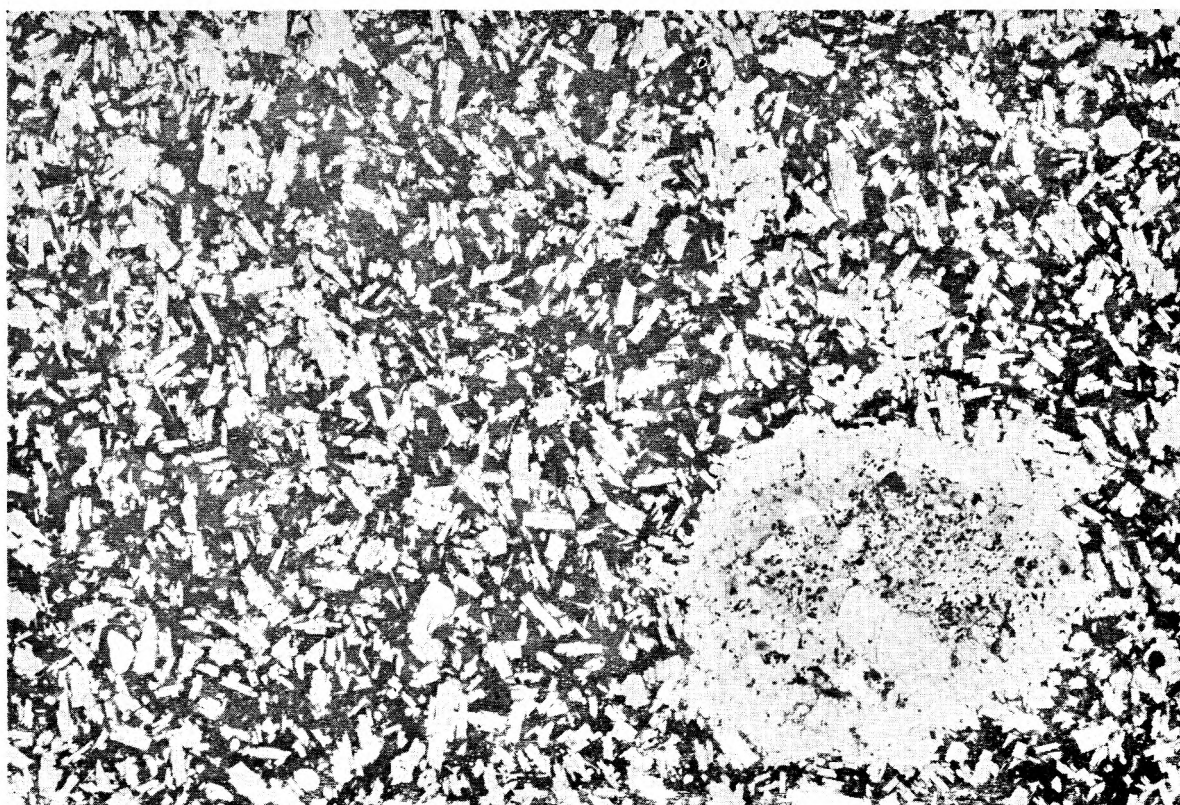
PLANSZA X

PLATE X

- Fot. 1. Trachybazalt hiperstenowo-augitowy z Dworek. Nikole skrzyżowane. Pow. 272 ×
Hypersthene-augite trachybasalt from Dworki. Crossed nicols. Magn. 272 ×
- Fot. 2. Zalbityzowany trachybazalt migdałowcowy ze stropu pokrywy lawowej w Głuszycy Górnej. Bez analizatora. Pow. 12 ×
Albitized amygdaloidal trachybasalt from top of lava cover in Głuszycza Górna. One nicol. Magn. 12 ×



Fot. 1



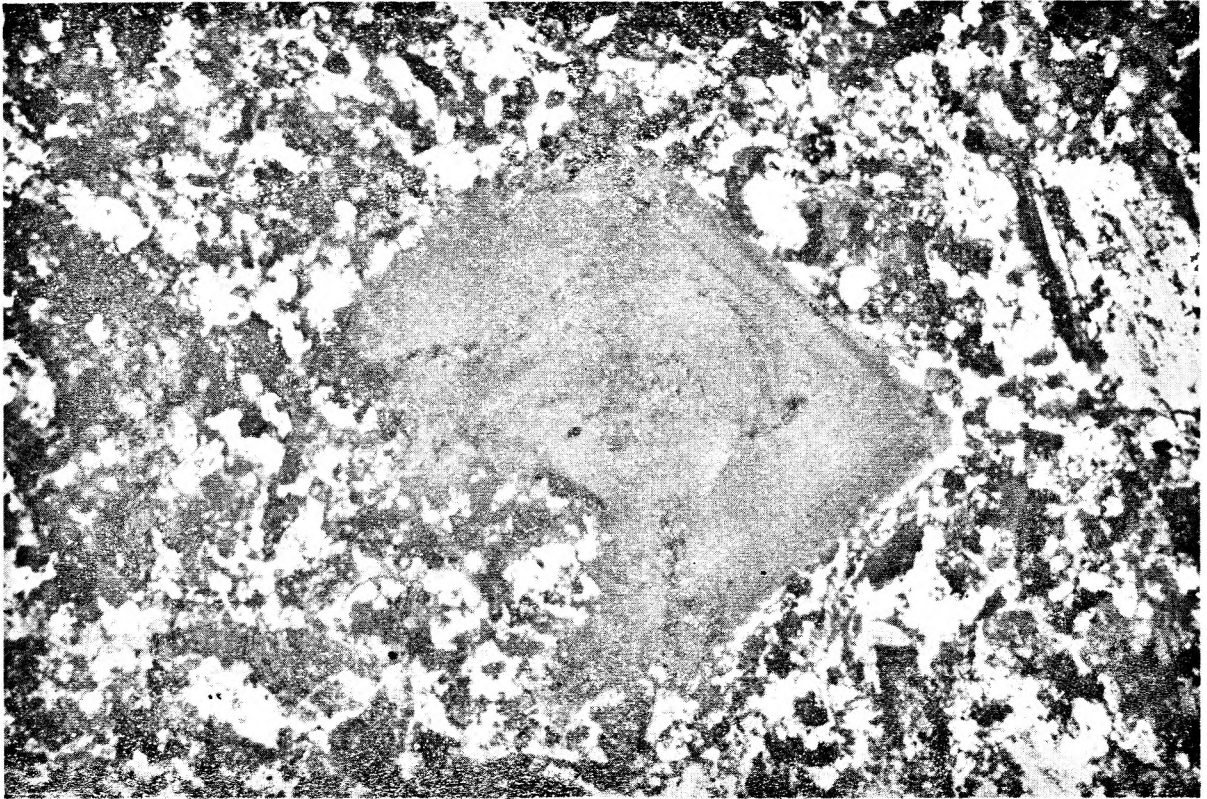
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

PLANSZA XI

PLATE XI

- Fot. 1. Oscylacyjna budowa pasowa w anortoklazie ze załbityzowanego latytu w Unisławiu Śl. Nikole skrzyżowane. Pow. 98 ×
Oscillatory zoning in anorthoclase in albitized latite from Unisław Śl. Crossed nicols. Magn. 98 ×
- Fot. 2. Fenokryształ andezynu w silnie załbityzowanym latycie anortoklazowym Unisławia Śl. Nikole skrzyżowane. Pow. 97 ×
Andesine phenocryst in strongly albitized anorthoclase latite from Unisław Śl. Crossed nicols. Magn. 97 ×



Fot. 1



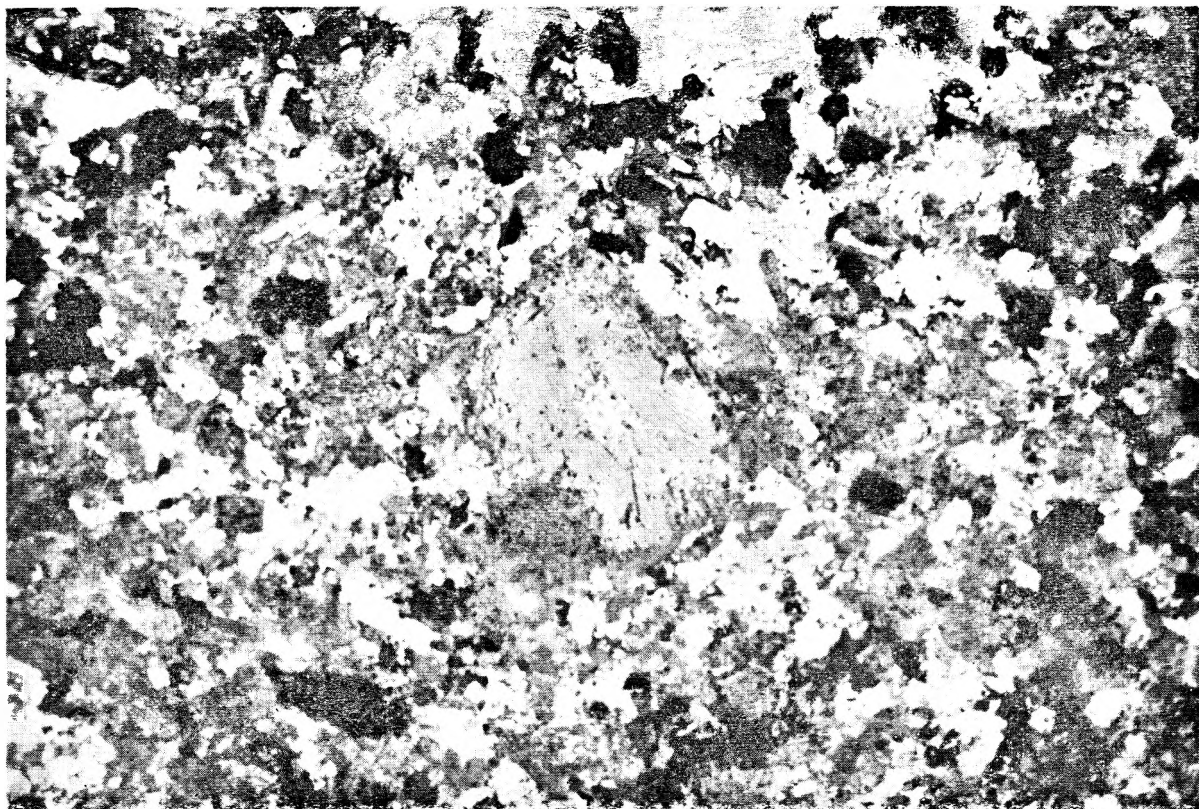
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

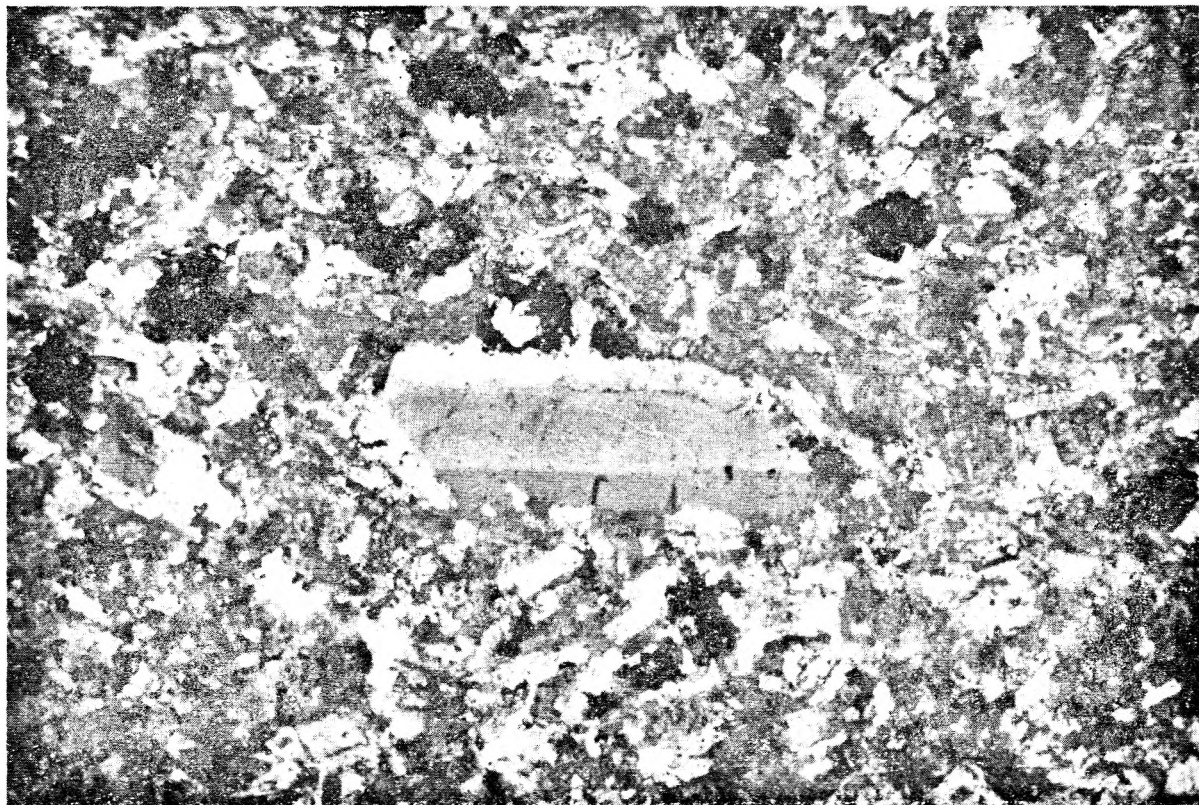
PLANSZA XII

PLATE XII

- Fot. 1. Fenokryształ anortoklazu w hydrotermalnie zmienionym latycie z Unisławia Śl. W środku fenokryształu widoczny krystalograficznie zgodny wrostek silnie załbityzowanego andezynu. Nikole skrzyżowane. Pow. 103 ×
Anorthoclase phenocryst in hydrothermally altered latite from Unisław Śl. Strongly albitized andesine crystal included in the phenocryst. The crystallographic [100] axes in both the feldspar grains are parallel. Crossed nicols. Magn. 103 ×
- Fot. 2. Fenokryształ anortoklazu w załbityzowanym latycie ze wzgórza Waligóra koło Rybnicy Leśnej. Nikole skrzyżowane. Pow. 91 ×
Anorthoclase phenocryst in albitized latite from Waligóra hill near Rybnica Leśna. Crossed nicols. Magn. 91 ×



Fot. 1



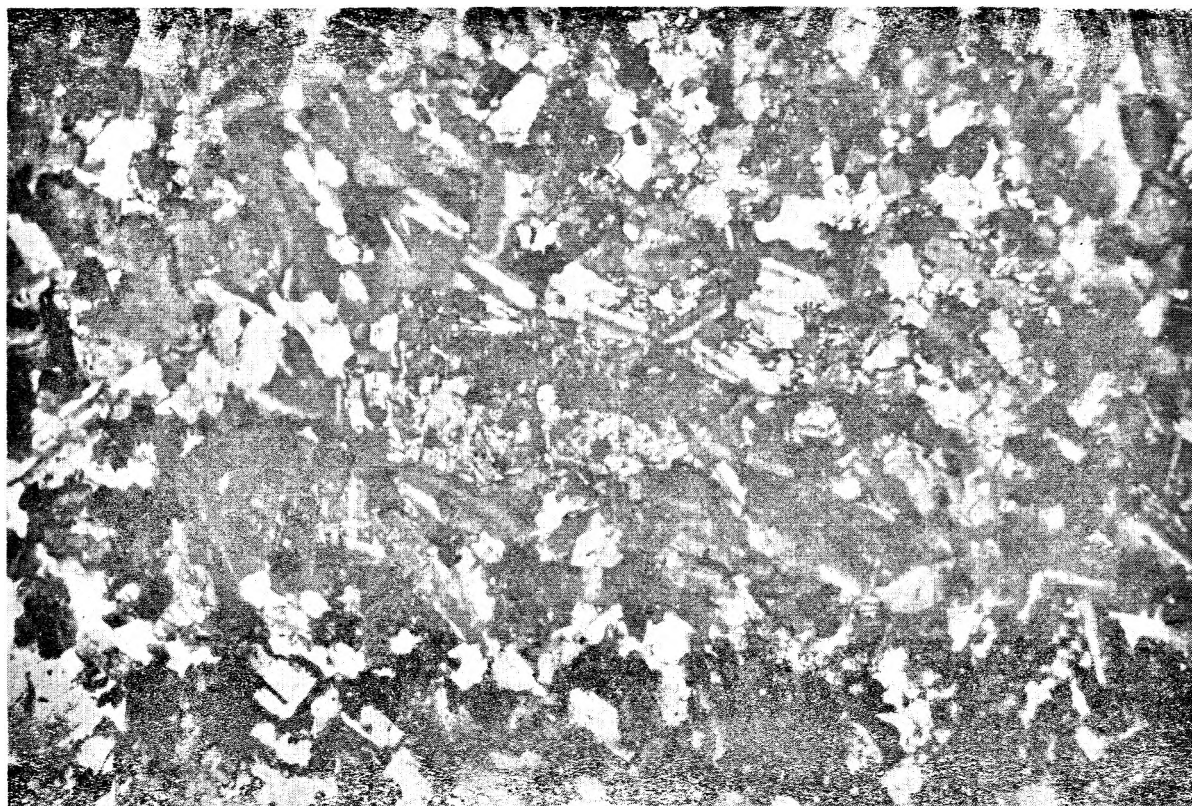
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

PLANSZA XIII

PLATE XIII

- Fot. 1. Latyt augitowy z północnego zbocza Stożka Wielkiego w Unisławiu Śl. Nikole skrzyżowane. Pow. 96 ×
Augite-latite from northern slope of the Stożek Wielki hill in Unisław Śl. Crossed nicols. Magn. 96 ×
- Fot. 2. Fenokryształ augitu diopsydowego w latycie z północnego zbocza Stożka Wielkiego w Unisławiu Śl. Nikole skrzyżowane. Pow. 92 ×
Diopside-augite phenocryst in latite from northern slope of the Stożek Wielki hill in Unisław Śl. Crossed nicols. Magn. 92 ×



Fot. 1



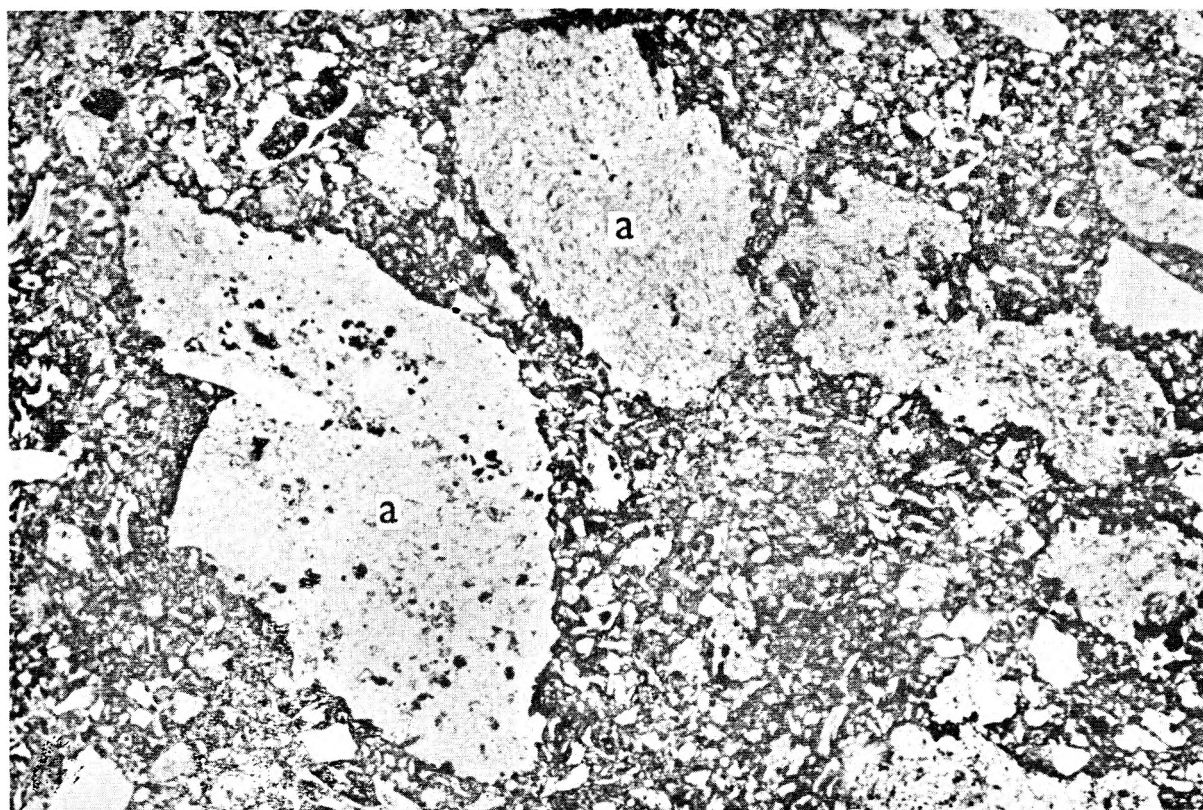
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

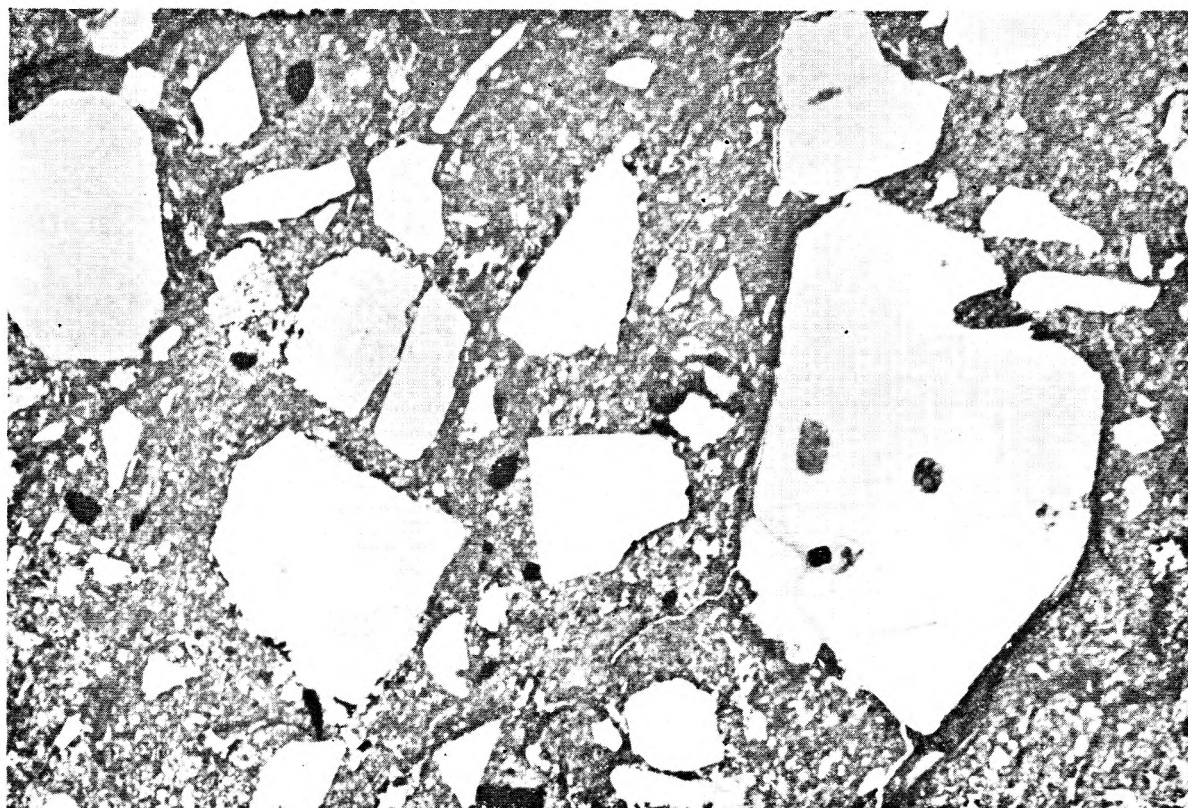
PLANSZA XIV

PLATE XIV

- Fot. 1. Ryolitowy tuf wiroklastyczny z górnej części kamieniołomu trachybazaltu w Głuszyca Górnej: *a* — okruchy pumeksu. Bez analizatora. Pow. 24 ×
Rhyolitic vitroclastic tuff from the upper part of trachybasalt quarry in Głuszyca Górna. *a* — fragments of pumice. One nicol. Magn. 24 ×
- Fot. 2. Krystaloklasty kwarcu i ortoklazu w tufie ryolitowym z Głuszyca Górnej. Bez analizatora. Pow. 27 ×
Crystal fragments of quartz and orthoclase in rhyolitic tuff from Głuszyca Górna. One nicol. Magn. 27 ×



Fot. 1



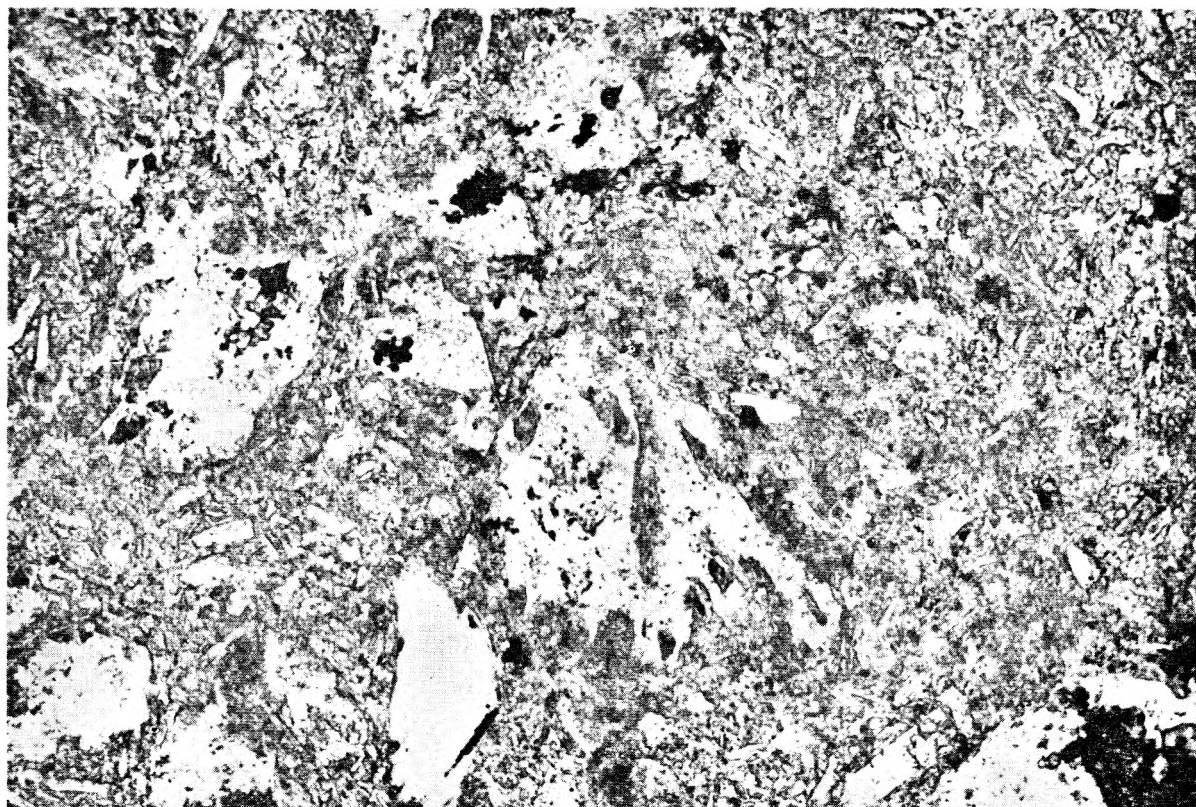
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

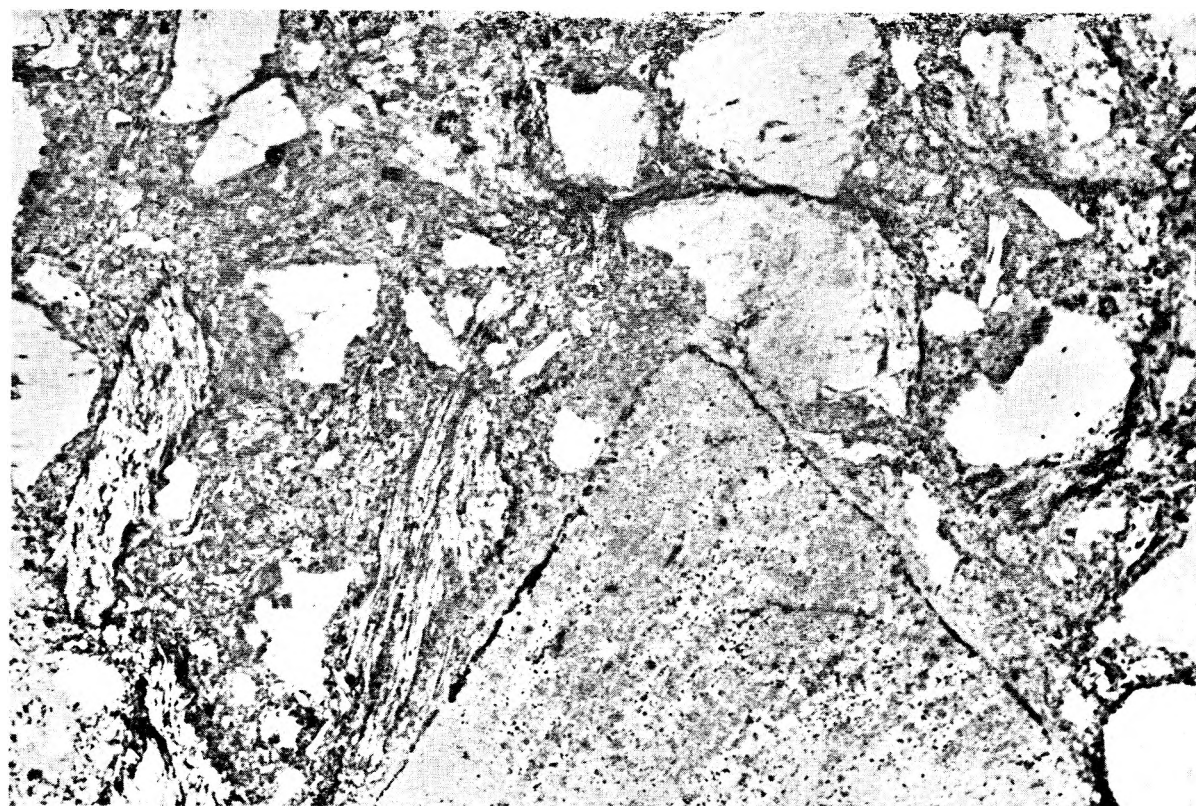
PLANSZA XV

PLATE XV

- Fot. 1. Zsylikowany tuf ryolitowy z Dworek. Bez analizatora. Pow. 90 ×
Silicified rhyolitic tuff from Dworki. One nicol. Magn. 90 ×
- Fot. 2. Ignimbryt ryolitowy z kamieniołomu w Kowalowej koło Mieroszowa. Bez
analizatora. Pow. 25 ×
Rhyolitic ignimbrite from the quarry at Kowalowa near Mieroszków. One
nicol. Magn. 25 ×



Fot. 1



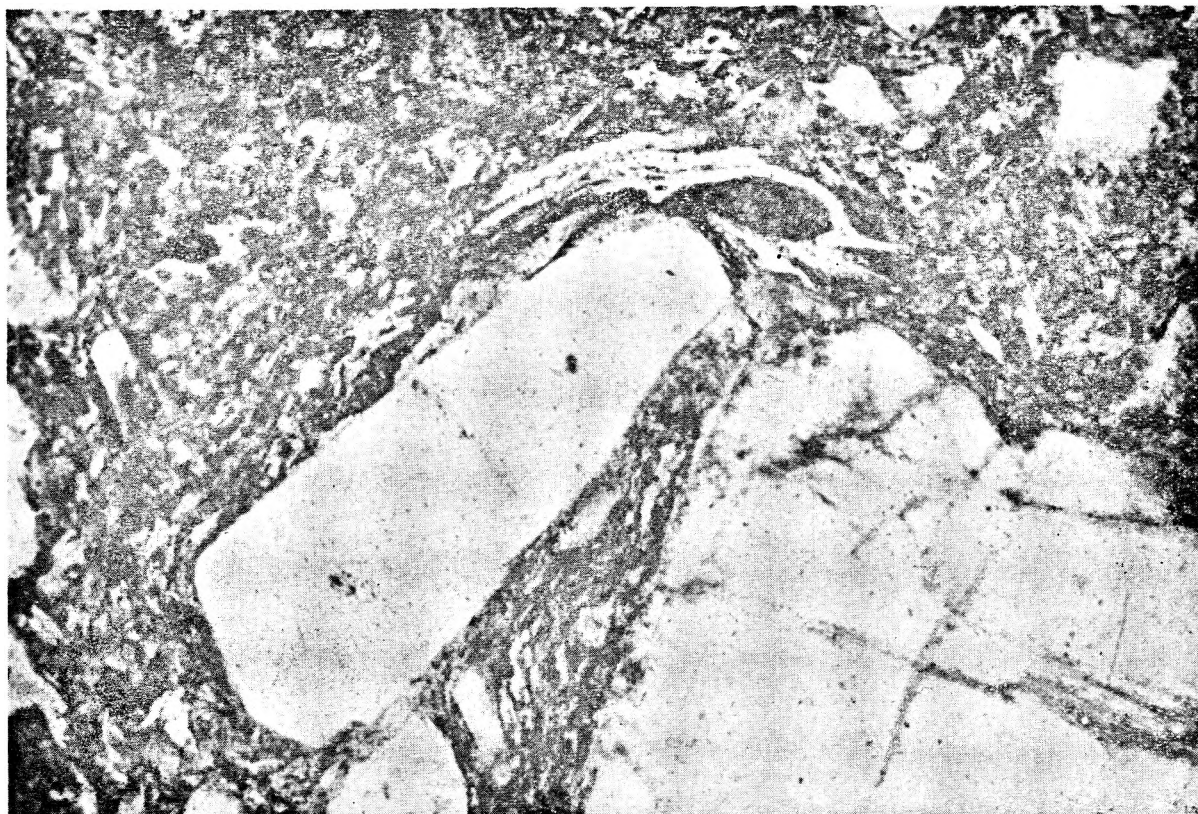
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

PLANSZA XVI

PLATE XVI

- Fot. 1. Krystaloklasty kwarcu i ortoklazu w ignimbrycie przedstawionym na pl. XV, fot. 2. Bez analizatora. Pow. 90 ×
Crystalline fragments of quartz and orthoclase in the same ignimbrite as on Pl. XV, Photo 2. One nicol. Magn. 90 ×
- Fot. 2. Wygięte i spłaszczone cząstki szkliva ryolitowego wokół krystaloklastu kwarcu w ignimbrycie przedstawionym na pl. XV, fot. 2. Bez analizatora. Pow. 95 ×
Curved and flattened glass particles surround a quartz fragment in the same ignimbrite as on Pl. XV, Photo 2. One nicol. Magn. 95 ×



Fot. 1



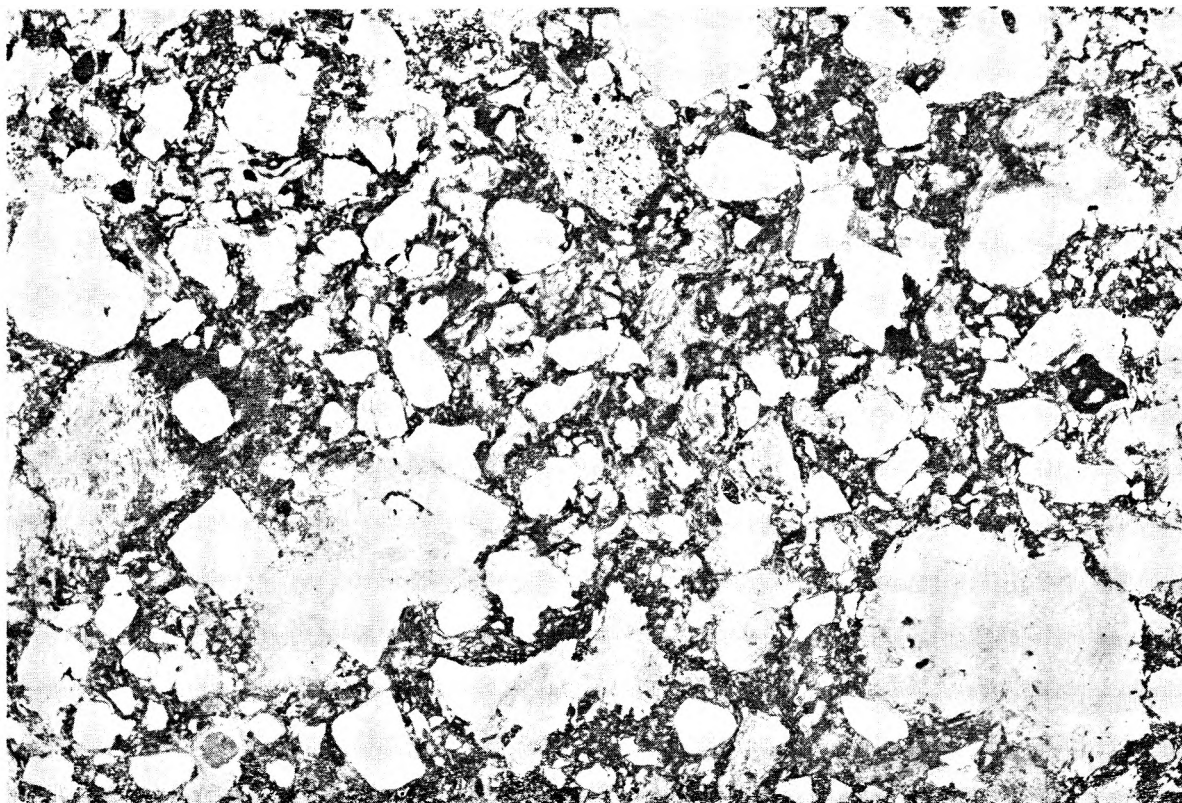
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

PLANSZA XVII

PLATE XVII

- Fot. 1. Ignimbryt ryolitowy z Głuszycy Górnej. Bez analizatora. Pow. 8 ×
Rhyolitic ignimbrite from Głuszycza Górna. One nicol. Magn. 8 ×
- Fot. 2. Fenokryształ labradoru w trachybazalcie bronzytowym z Rudawy koło Tłumaczowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 88 ×
Labradorite phenocryst in bronzite-trachybasalt from Rudawa near Tłumaczów. Crossed nicols. Magn. 88 ×



Fot. 1



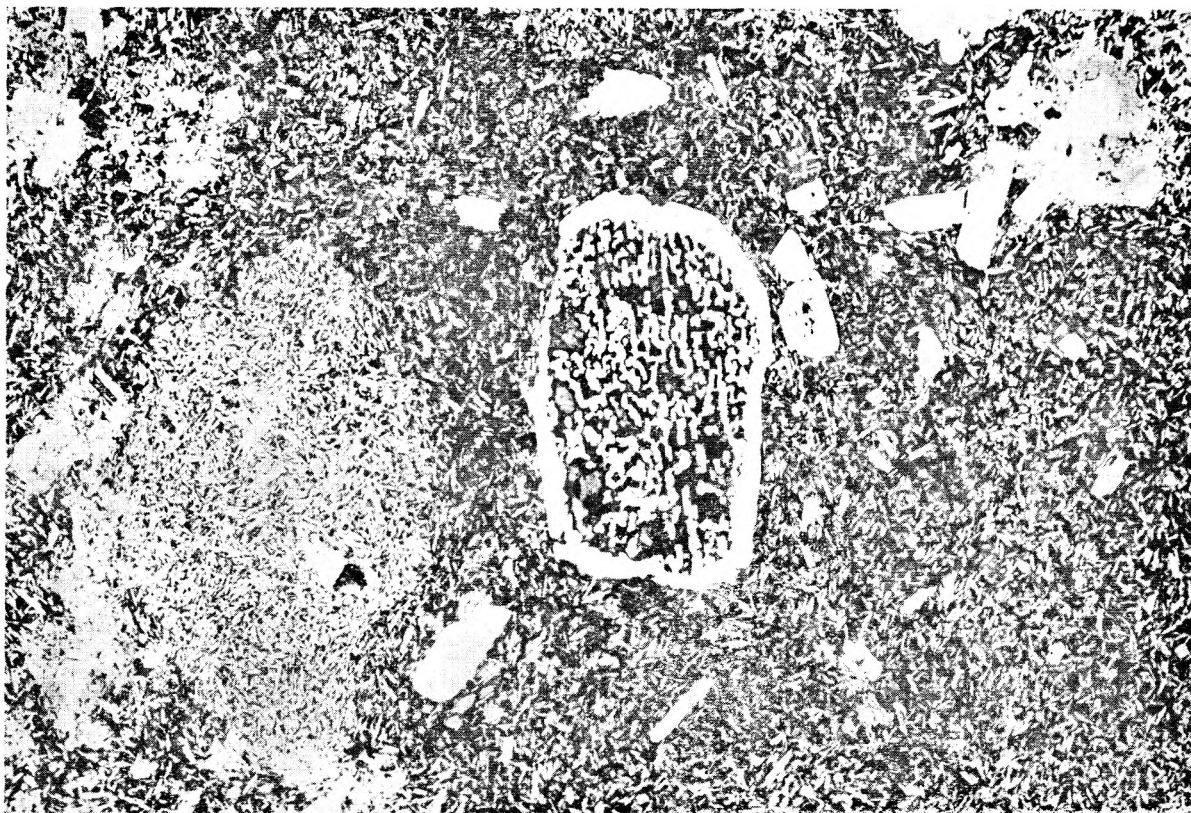
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

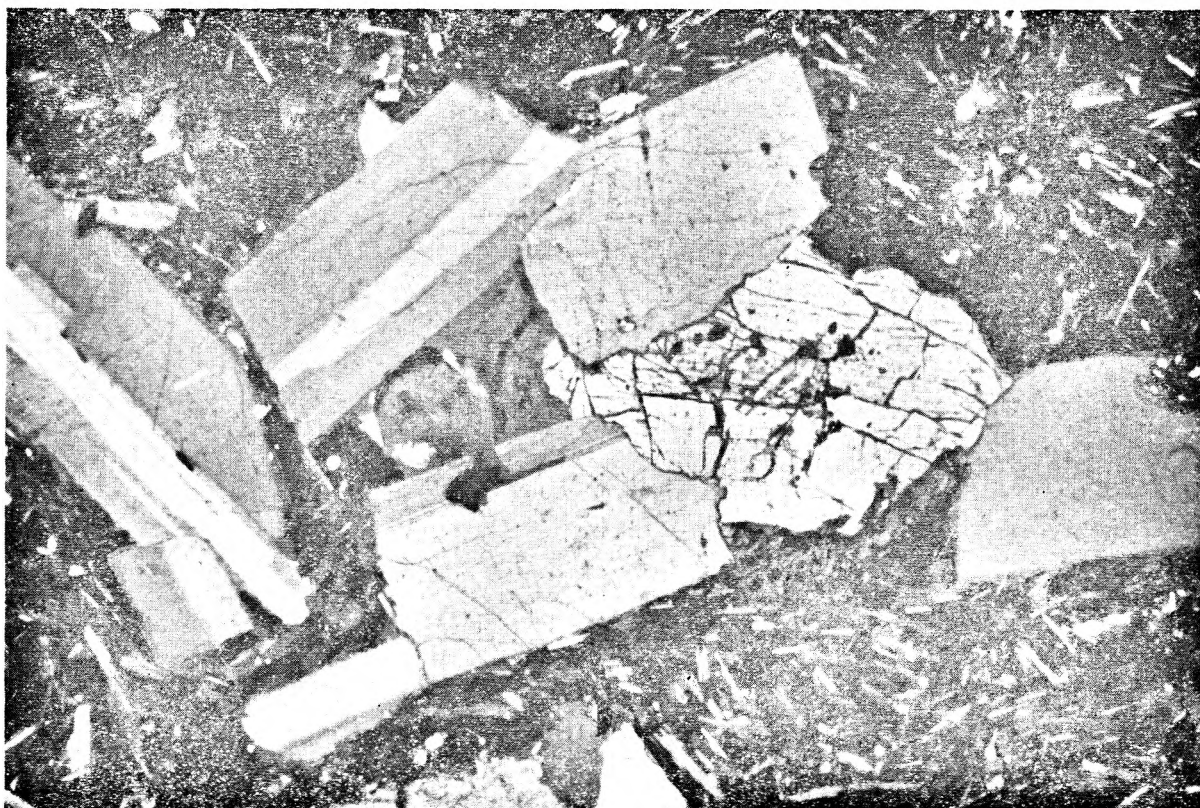
PLANSZA XVIII

PLATE XVIII

- Fot. 1. Inkluzje szkliva w fenokryształe labradoru z trachybazaltu hialoofitowego z Šonova (CSRS). Bez analizatora. Pow. 16 ×
Inclusions of glass in labradorite phenocryst in hialoophitic trachybasalt from Šonov (Czechoslovakia). One nicol. Magn. 16 ×
- Fot. 2. Fenokryształy labradoru i bronzytu w hialoofitowym trachybazalcie z Šonova (CSRS). Nikole skrzyżowane. Pow. 79 ×
Labradorite and bronzite phenocrysts in hialoophitic trachybasalt from Šonov (Czechoslovakia). Crossed nicols. Magn. 79 ×



Fot. 1



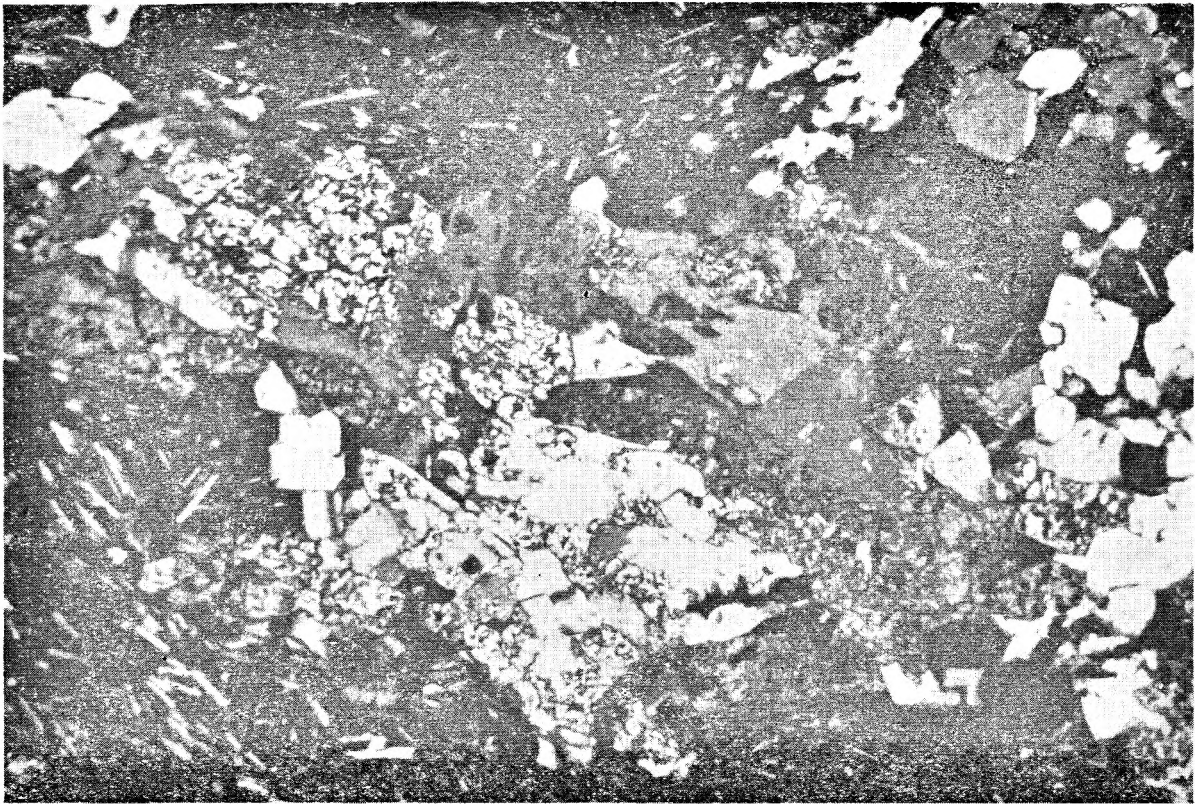
Fot. 2

Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.

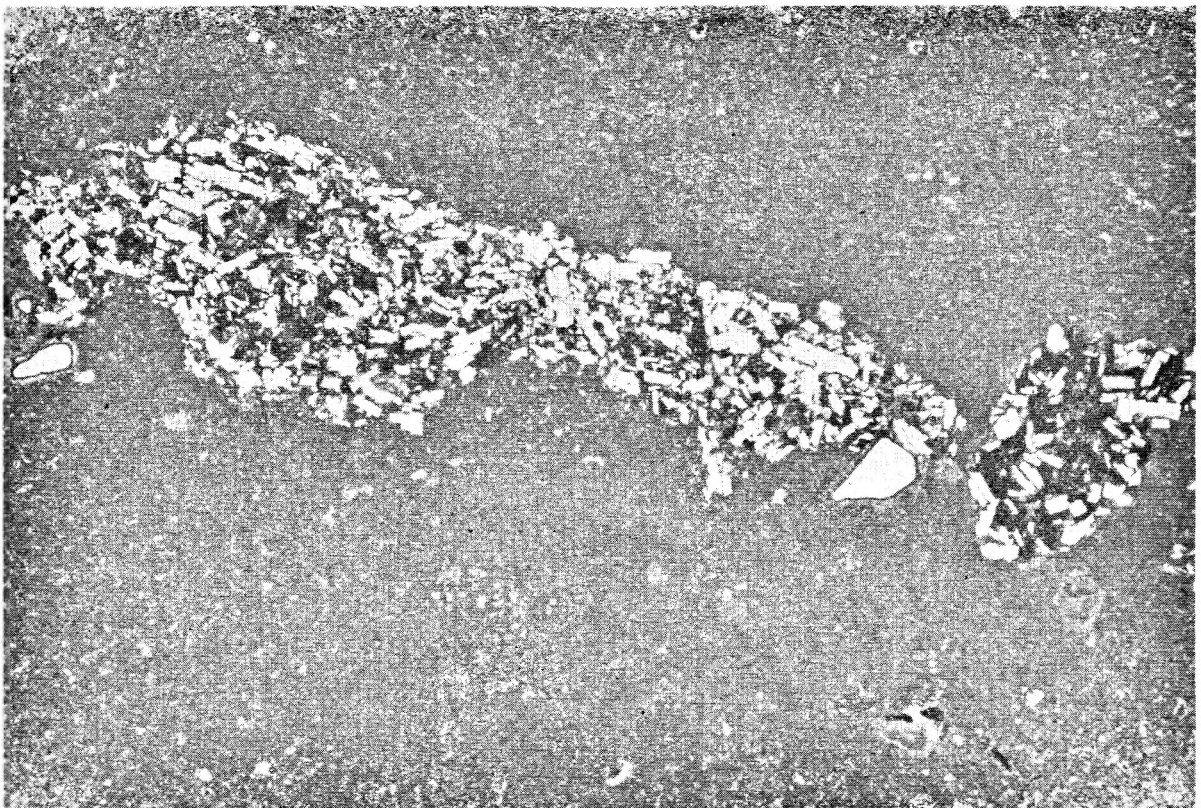
PLANSZA XIX

PLATE XIX

- Fot. 1. Agregat bytownitu i anortytu z bronzitem w hialoofitowym trachybazalcie z Šonova (CSRS). Nikole skrzyżowane. Pow. 10 ×
Bytownite, anorthite and bronzite aggregate in hialoophitic trachybasalt from Šonov (Czechoslovakia). Crossed nicols. Magn. 8 ×
- Fot. 2. Ksenolity intersertalnych trachybazaltów i ksenokryształy kwarcu w mikrokrystalicznym trachybazalcie z Šonova (CSRS). Bez analizatora. Pow. 14 ×
Xenolithe of intersertal trachybasalts and xenocrysts of quartz in microcrystalline trachybasalt from Šonov (Czechoslovakia). One nicol. Magn. 14 ×

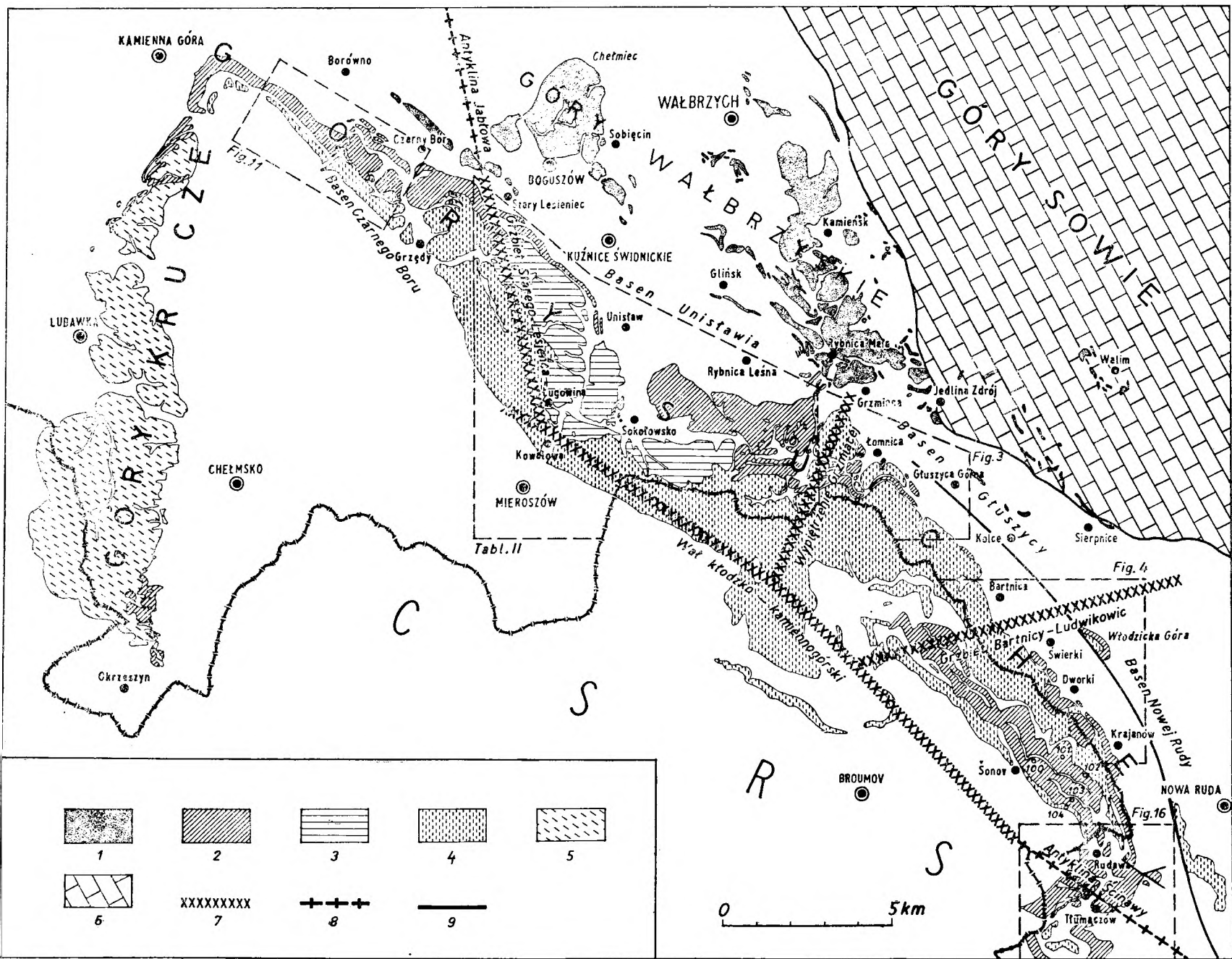


Fot. 1



Fot. 2

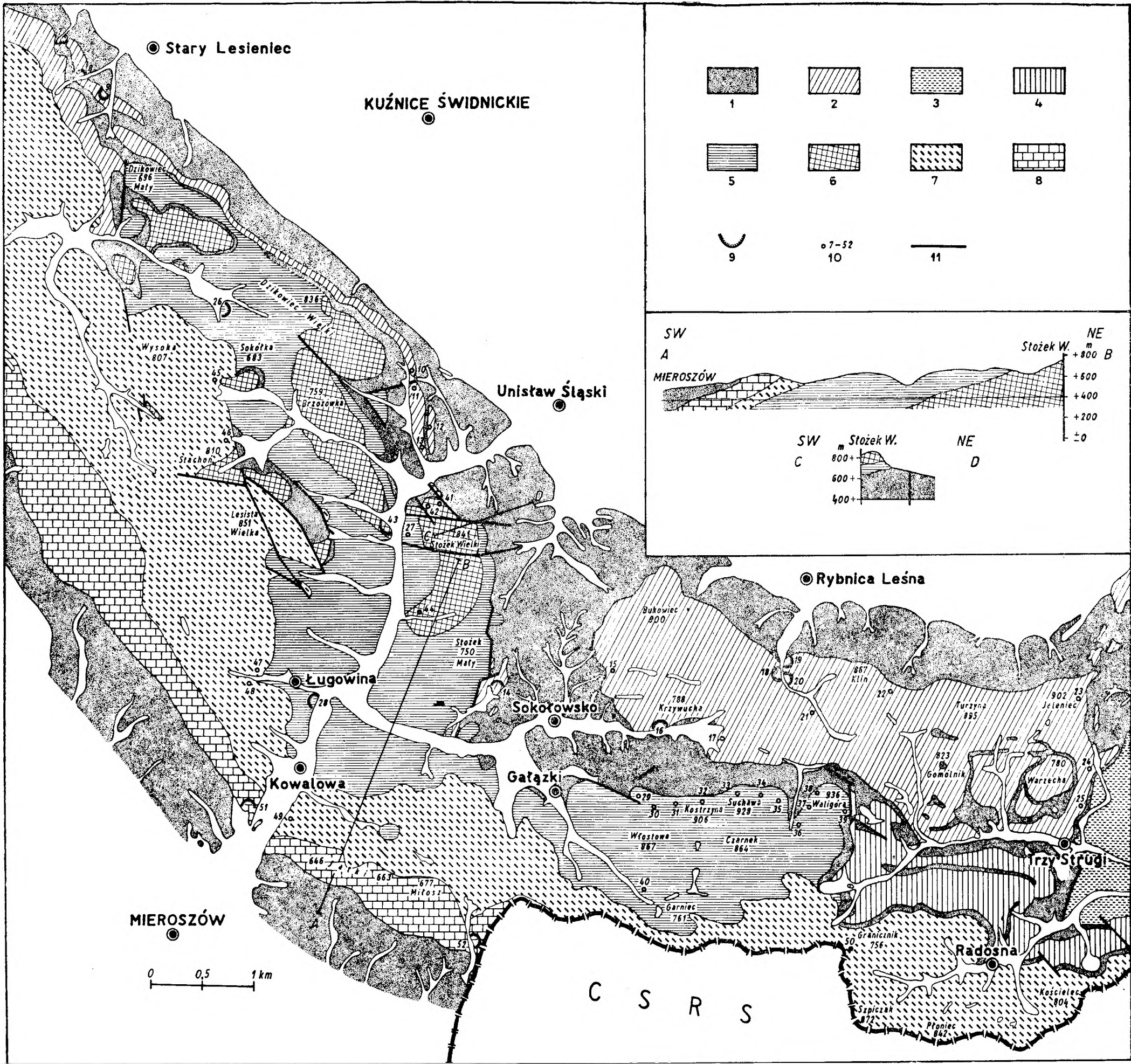
Antoni NOWAKOWSKI — Wulkanity permskie Gór Suchych
Permian volcanites of the Suche Mts.



Rozmieszczenie wulkanitów permo-karbońskich w niecce śródsudeckiej wg E. Dathego, W. E. Petraschka (G. Berg 1913) i S. Kozłowskiego (1958b)
 1 — skały wulkaniczne w zasięgu osadów karbońskich; skały wulkaniczne środkowego czerwonego spągowca; 2 — trachybazalty, 3 — lityty, 4 — tufy i lawy ryolitowe, 5 — skały wulkaniczne Gór Kruczych; 6 — kompleks metamorficzny Gór Sowich, 7 — osie wypiętrzeń dolno-permskich, 8 — antykliny, 9 — uskoki. Obszary ograniczone wielobokami są przedstawione w powiększeniu na tabl. II i fig. 3, 4, 11 i 16

Distribution of the volcanic rocks in the Permo-Carboniferous of the Innersudetic Basin after E. Dathe, W. E. Petrascheck (G. Berg 1913) and S. Kozłowski (1958b)

1 — volcanic rocks occurring in Carboniferous deposits; volcanic rocks of the Middle Rotliegendes: 2 — trachybasalts, 3 — latites, 4 — rhyolitic tuffs and lavas, 5 — volcanic complex of the Krucze Mts., 6 — metamorphic complex of the Sowie Mts., 7 — axes of the Lower Permian uplifts, 8 — anticlines, 9 — faults. The areas enclosed in polygons are magnified in Tabl. II and Figs. 3, 4, 11 and 16



Sytuacja geologiczna wulkanitów permskich w środkowej części Gór Suchych wg G. Berga, E. Dathego i E. Zimmermanna (1910, 1921). Profile geologiczne A-B i C-D wg G. Berga (1913)

I — osady detrytyczne środkowego czerwonego spągowca; I cykl wulkaniczny: 2 — trachybazalty, 3 — ryolity; II cykl wulkaniczny: 4 — trachybazalty, 5 — albityzowane latyty anortoklazowe, 6 — latyty augitowe, 7 — tufy ryolitowe, 8 — ignimbryty ryolitowe, 9 — kamieniołomy, 10 — odsłonięcia skał opisanych w tekście, 11 — uskoki

Geological situation of the Permian volcanic rocks in the middle part of Suche Mts. after G. Berg, E. Dathe and E. Zimmermann (1910, 1921). Geological cross-sections A-B and C-D after G. Berg (1913)

I — detrital deposits of the Middle Rotliegendes; Ith volcanic cycle: 2 — trachybasalts, 3 — rhyolites; IInd volcanic cycle: 4 — trachybasalts, 5 — albitized anorthoclase latites, 6 — augite latites, 7 — rhyolitic tuffs, 8 — rhyolitic ignimbrites; 9 — quarry, 10 — outcrops referred to in the text, 11 — faults